This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

WIDENER LIBRARY
HX GGBQ U

Digitized by Google

Sci 818.5

Harvard College Library

FROM THE BEQUEST OF

JOHN AMORY LOWELL

(Class of 1815)

The original fund was $20,000; of its income three quarters shall be spent for books and one quarter be added to the principal.

SCIENCE CENTER LIBRARY

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN

IM AUFTRAGE DER

K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE

UND DER

DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT

VON

DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN

WIEN, HOHE WARTE BERLIN, MET. INSTITUT

Dreiundzwanzigster Jahrgang

XLI. Band der „Zeitschrift der K. K. Österr. Gesellschaft für Meteorologie“

1906

Mit 4 Tafeln und mit 66 Abbildungen im Text

BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1906

Digitized by Google

1426-16/B

Sci 818.5
met 362

BOUND OCT 25 1909

Digitized by Google

Namen- und Sachregister

zum XXIII. Jahrgang der „Meteorologischen Zeitschrift"

XLI. Band der „Zeitschrift der K. K. Österr. Ges. für Meteorologie".

1906

Die Ziffern bezeichnen die Anfangsseiten. Das beigefügte Kreuz † bedeutet, daß im „Literaturbericht" ein Referat, das Sternchen *, daß in der „Bibliographie" der Titel einer Druckschrift gegeben ist.

A.

Aachen, Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1905 im Regierungsbezirk —. Polis. 45.
— Ergebnisse der Luftdruckregistrierungen zu — 1896 bis 1903. Polis. 87.
Aarbog: Danske meteorologiske Institut. 239*.
Aarsberetning: Meteorologiske institut. [Norwegen]. 384*.
Abbazia, Staubfall zu —. Tripold. 225.
Abbe, Cl.: Meteorologische Beobachtungen auf Guam. 141. 239*.
Abhandlungen, Gesammelte — aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. v. Bezold. 576†.
Ablenkende Kraft, Ein Beitrag zur elementaren Ableitung der — der Erdrotation. Graziadei. 178.
— Die horizontale Komponente der — der Erdrotation. Großmann. 200.
— Nochmals die horizontale Komponente der — der Erdrotation. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht. Großmann. 373.
Ablesungen der meteorologischen Station Greifswald. 479*.
Afrika, Beziehung zwischen d. Hochwasserstande des Nil und dem Luftdruck in NE-—. 182.
— s. auch Südafrika.
Agaña, Temperaturbeobachtungen zu —, Insel Guam, 1902. 280.
Alaska: 287*.
Algerien, Untersuchungen über die Wettervorhersage in —. Thévenet. 94†.
— Über einige Experimente zur Bestimmung der Ionisation der Atmosphäre, die in — anläßlich der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 angestellt wurden. Nordmann. 322.
Algier, Ch. Rivière über den Regenfall in — 1868/1905. 453.
Alpen, Das Wetter bei Keilen hohen Luftdruckes im Norden der —. Exner. 163.
— s. auch Niederösterreichisches Alpengebiet, Ostalpen.
Alt-Calabar, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — im Jahre 1902. 133.
Amerika s. Arktisches Nordamerika, Mittelamerika, Vereinigte Staaten, Westindien.
Anales: Observatorio de Marina de San Fernando. 143*. 479*.
Anden, Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen —. Goll. 35.
Andreesen, H.: 95*.
Aneroidregistrierung, Die — mit der Laufgewichtswage. Maurer. 268.
Angström, K.: Über die Anwendung der elektrischen Kompensationsmethode zur Bestimmung der nächtlichen Ausstrahlung. 188.
Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. 287*. 384*.
Annalen: Schweizerische Meteorolog. Central-Anstalt. 479*.
Annales: Bureau Central Météorologique de France. 192*. — Observatoire du Mont Blanc. 287*. — Observatoire d'Athènes. 287*. — Observatoire physique central Nicolas. 287*. — Observatoire à Odessa. 335*. 527*.
Annuaire: Bureau des Longitudes. 51*. — Bruxelles. 527*.
Annuario: Osservatorio di Messina. 480*.
Antarktische Expedition s. Schottische Antarktische Expedition.
Antipassat in Westindien und Mittelamerika. Sapper. 315.
Antizyklonen, Marc Dechevrens S. J. über die Temperatur in den Zyklonen und —. Hann. 456.
Anuario: Chile. 336*.
Arizona, Wüstenklima des westlichen —. 466.
Arktis s. Nordpolarbassin.
Arktisches Nordamerika, Zur Meteorologie des —. 461.
— s. auch Good Hope.
Arrhenius, S.: 287*.
Athen, Resultate der magnetischen Beobachtungen am Observatorium in — in den Jahren 1900 bis 1903. Eginitis. 236.
Atlantischer Ozean, Über die Ergebnisse der Erforschung der höheren Luftschichten über dem — im Sommer 1905. Supan. 176.
— Die vertikale Verteilung der meteorologischen Elemente über dem —. Rotch und Teisserenc de Bort. 227.
Atlas, Climatological — of India. 479*.
Atmosphäre, Das optische Vermögen der —. Exner. 10.

Digitized by Google

Atmosphäre, Über den Ionengehalt der —. Gockel. 53.
— Der Pulsschlag der —. Hann. 82.
— Die Luftdruckgebilde der unteren und der oberen — und ihr Zusammenhang. Friesenhof. 209.
— Über den Ionengehalt der —. Gockel. 339.
— s. auch Luft.
Atmosphärische Elektrizität. Über den Ursprung der —. Wilson. 331.
Atmosphärische Strömungen, Über die Bestimmung — durch Registrier- und Pilotballons. de Quervain. 149.
Atmosphärischer Druck, Über die Beziehung zwischen Pulsfrequenz und —. Okada. 270.
Aufsess, O. Frhr. von und zu: 51*.
Aufsteigende Luftbewegung in einer Trombe. 133.
— Beobachtungen —. 286.
Aufstiege in der Atmosphäre mittels gefesselten Registrierballons. Maurer. 170.
— s. auch Drachenaufstieg.
Ausstrahlung s. Nächtliche Ausstrahlung.
Australien s. Südaustralien.
Autographen, Über Diagramme der —. Bresnig. 430.
Azoren, Meteorologische Beobachtungen im Jahre 1905 auf den —. 463.

B.

Babiagura, Die meteorologische Station auf der —. Rethly. 235.
Baffinsbai, Resultate meteorologischer Beobachtungen in der —. 464.
Ballon, Über die Bestimmung atmosphärischer Strömungen durch Registrier- u. Pilot- —s. de Quervain. 149.
— Aufstiege in der Atmosphäre mittels gefesselten Registrier- —s. Maurer. 170.
— Einfluß einer Wasserfläche auf das Verhalten eines —s. Linke. 477.
— s. auch Internationale Kommission f. wissenschaftliche Luftschiffahrt.
Ballonaufstiege s. Aufstiege.
Ballonfahrt, Das meteorologische Ergebnis der 52 stündigen — vom 5. bis 7. April 1906. Wegener. 289.
Banani, Meteorologische Beobachtungen zu — im Jahre 1905. 468.
Barometer und Wetter. van Bebber. 40.
— Kämtz über das — als Wetterglas. Hann. 41.
— Über den täglichen Gang des —s auf der Insel Jersey, England. Dechevrens. 281.
— Sutton über den täglichen Gang des —s zu Kimberley. Hann. 417.
Barometrische Höhenformel, Die — und ihre Anwendung. Großmann. 152.
Barus, C.: 287*.
Bassi, D.: 95*.
Batavia, Regenintensität und Regendauer in —. Woeikof. 436.
Bates, L. C.: Der Sommer 1906 im südlichen Teile des Stillen Meeres. 374.
Bauer, L. A.: 95*.
Bay Chaleur, Das Feuerschiff in der —, Neu-Braunschweig. 573.
Beaufort Scale, The — of Wind-Force. 239*.
Bebber, W. J. van: Barometer und Wetter. 40.
— Ref. 190.
Belize, Meteorologische Beobachtungen in — (British Honduras) 1902. 43.
Bel-Sund, Vierjährige Temperaturbeobachtungen in —, Spitzbergen. Mohn. 284.
Benndorf, H.: 479*.
Ben Nevis, A. Watt über den Regenfall (Niederschlag) an den —-Observatorien. Hann. 37.
Ben Nevis, Resultate d. meteorologischen Beobachtungen auf dem — und zu Fort William im Jahre 1904. 408.
Bergwanderungen, Höhenklima und — in ihrer Wirkung auf den Menschen. 362.
Bergwitz, K.: Über den Einfluß des Waldes auf die Elektrizitätszerstreuung in der Luft. 567.
— 527*.
Bericht über die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt in Mailand. de Quervain. 505.
— Naturforschender Verein Brünn. 95*. — Ungarische Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus und Observatorium in Ógyalla. 192*. — Regenstationen des Liv-, Est- und Kurländischen Netzes. 239*. — Preußisches Meteorologisches Institut. 479*.
— s. auch Aarsberetning, Boletin, Bulletin. Dekaden-Monatsberichte, Jahresbericht, Rapporto, Reiseberichte, Report.
Bertelli, T. P.: 287*. 335*.
Bestrahlung, Graphische Darstellung der täglichen — der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Zöllner. 92.
Bewölkung, Regenfall und — in Südafrika. Hann. 266.
— Täglicher Gang der Sonnenscheindauer und der — in Hongkong. Hann. 465.
Bezold, W. v.: Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. 576†.
— 527*.
Bidlingmaier, Fr.: 51*. 287*.
Bigelow, F. H.: 287*.
Bijelić G.: Staubfall in Ragusa. 224.
Billwiller, R.: Der Niederschlag auf dem Säntis. 378.
— Die Niederschläge am 19. und 20. Mai 1906 in der Nordostschweiz. 475.
Binnenmeere, Über den jährlichen Wärmeumsatz in —n. Hann. 377.
— Über den jährlichen Wärmeumsatz in —n. Halbfaß. 509.
Binnenseen, Bemerkungen über den Wärmeumsatz in —. Hann. 512.
Birkeland, B. J.: Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut. Die tägliche Periode des Luftdruckes und der Temperatur in Norwegen. 540.
Blanc, B.: 51*.
Blanco, A. P.: 527*.
Blitz, Über das Nachleuchten der Luft bei —schlägen. Walter. 172.
— Magnetische Wirkungen des —es auf vulkanische Gesteine. 317.
— Merkwürdige —formen. 331.
— s. auch Feuerkugel.
Blitzgefahr, O. Steffens: Über die — in Deutschland von 1854 bis 1901. 468.
Bodendurchfeuchtung, Fortschreitende Änderung in der —. Götz. 14.
Bodenluftmessungen. Über einige Zerstreuungs- und — in Kiel im Herbst 1905. Kaehler. 253.
Bodentemperatur, Abnahme der — mit der Höhe im Prologgebirge in Dalmatien. v. Kerner. 421.
— Gang der — zu Tacubaya (Mexico). Hann. 430.
— Täglicher und jährlicher Gang der — in Tokyo. Hann. 430.
Boletin meteorológico publicado per el Observatorio del Colegio de Nuestra Señora del Recuerdo. Chamartin de la Rosa. 478†.
Bolzheim, A. v.: Feuerkugeln. 330.
Bonn-Poppelsdorf, Resultate d. meteorologischen Beobachtungen 1895 bis 1904 an der Landwirtschaftlichen Akademie —. 139.

Digitized by Google

Börnstein, *R.*: Leitfaden der Wetterkunde. 334†.
— 143*.
Bos, *H.*: 336*.
Bracke, *A.*: 192*. 479*. 527*.
Brandes, *H.*: 95*.
Brasilien, Meteorologische Beobachtungen in —. Hann. 278.
Bresnig: Über Diagramme der Autographen. 430.
Britisch-Honduras, Meteorologische Beobachtungen in — 1904. 142.
— s. auch Belize.
British Rainfall: 480*.
Brocken, Normale Monatsmittel der Temperatur und des Niederschlages für den —. Kassner. 300.
Brückner, *Ed.*: Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900. 565.
Brunhes, *B.*: 240*.
Brunnenluft, Radioaktivität der —. 380.
Buchan, *A.*: 144*.
Buhrer, *C.*: 95*.
Bulawayo, Ergebnisse achtjähriger meteorologischer Beobachtungen zu —, Rhodesia. Hann. 327.
Bulletin: Département de l'Hérault. 51*. — Département des Pyrénées-Orientales. 192*. — Observatoire d'Upsal. 336*. — Observatoire de Zi-ka-wei. 480*. — Colorado College Observatory. 528*.
Burnand, *D.*: Feuerkugeln. 330.

C.

Cadet, *G. le*: Messungen des Potentialgefälles und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905. 308.
Camden Square London, Dauer und stündliche Intensität des Regens zu — 1881—1904. Hann. 140.
Carlheim-Gyllenskjöld, *V.*: 528*.
Caron, *G.*: Régime cyclonique des pluies dans l'Europe occidentale. 143†.
— 144*.
Carpenter, *J.*: 336*.
Caspari, *W.*: 52*.
Castens, *G.*: 95*.
Catalogue of Scientific Literature. 51*. 336*.
Cattaro, Staubfall in —. v. Nettovich. 223.
— Vesuvasche in —. Mazelle. 223.
Ceylon, Größte Tagessummen des Regenfalls auf —. Hann. 431.
Chatillon, *J.*: 51*.
Chemulpo, Das neue japanische meteorologische Observatorium zu —, Korea. 429.
Chistoni, Pyrheliometrische Messungen, ausgeführt auf dem Monte Cimone in den Sommern 1902 und 1903 von C. —. 285.
— Tägliche pyrheliometrische Beobachtungen vom 22. August 1902 bis Ende Juni 1903 in Modena von C. —. 285.
Cholnoky, *E. v.*: 479*.
Chree, *C.*: Diskussion siebenjähriger Registrierungen des elektrischen Potentialgefälles in Kew. 467.
— 384*.
Christ, *H.*: Klima von Urfa, Ober-Mesopotamien, nach sechsjährigen Beobachtungen. 440.
Christiania, Dauer des Sonnenscheins in —. Hann. 283.
Cirrus-Studien. Klein. 67.
— Über —wolken. Der —schopf am Ballengewölk. Möller. 122.
Cirrusstreifen, Die doppelte Bewegung der —. Vincent. 176.
— Die doppelte Bewegung der —. Klein. 231.
Claxton, *Th. F.*: 144*.
Clayden, *A. W.*: Cloud Studies. 50†.
Clayton, *H. H.*: 51*. 144*.
Commissão Geographica e Geologica do Estado de S. Paulo. 479*.
Commission météorologique du département de Vaucluse. 528*.
Conférence: Commission Internationale pour l'Aérostation Scientifique. 144*.
Conrad, *V.*: Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal" (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod. 129.
— Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon" auf dem Sonnblick mit Potential und Zerstreuung. 318.
— E. R. v. Schweidler: Luftelektrische Beobachtungen zu Mattsee (Salzburg) im Sommer 1905. 319.
— Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms. 323.
Costanzo, *G.*: 240*. 336*.
Curityba, Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu — (Staat Paraná). Siegel. 321.
Cyran, *G.*: 528*.

D.

Dalmatien s. Jadrofluß, Prologgebirge.
Dampfdruck, Täglicher und jährlicher Gang des —es in verschiedenen Seehöhen in Südindien. Hann. 277.
Dannbeck, *S.*: 192*.
Daublebsky v. Sterneck: Über die scheinbare Form des Himmelsgewölbes und die scheinbare Größe der Gestirne. 522.
— 528*.
Dawson, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu —. Hann. 233.
Dechevrens, *M.*: Über den täglichen Gang des Barometers auf der Insel Jersey, England. 281.
— Über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen. Hann. 456.
— 144*.
Defant, *A.*: Messungen d. Elektrizitätszerstreuung in Innsbruck. 229.
— 479*.
Défense, La — contre la grêle en Côte-d'Or. 336*.
Dekaden-Monatsberichte: 144*.
Depressionen, Einfluß der ozeanischen — auf die Niederschläge Westeuropas. Caron. 143†.
— Weite Ausdehnung V-förmiger Ausläufer von barometrischen —. Köppen. 270.
— s. auch Zyklonen.
Deutsche Meteorologische Gesellschaft, Jahresbericht und Rechnungsablage der — für 1905. 215.
Deutsches Reich, Schwankungen des Niederschlages im — 1816—1900. Brückner. 565.
Deutschland, O. Steffens: Über die Blitzgefahr in — von 1854 bis 1901. 468.
— s. auch Norddeutsche Stromgebiete, Deutsches Reich.
Diagramme, Über — der Autographen. Bresnig. 430.
Diffuses Licht, Über die Änderung des —es mit der Seehöhe. Wiesner. 182.
Dines: Über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von Schottland und zu Oxshott (Surrey). Hann. 554.

Digitized by Google

Dines: 384*.
Doberck, W.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Hongkong 1894 bis 1903. 367.
Drachenaufstieg, Der höchste —. 131.
—*e* in Indien. 476.
— s. auch Internationale Kommission f. wissenschaftliche Luftschiffahrt.
Duchaussoy, H.: 479*.
Dunstbildung aus Stratusformen. v. Ficker. 31.
Dunstkreis um die Sonne und den Mond. Reimann. 285.
Durand-Gréville, E.: 192*. 384*.

E.

Eginitis, D.: Resultate der magnetischen Beobachtungen am Observatorium in Athen in den Jahren 1900 bis 1903. 236.
Eiffel, G.: 192*. 240*. 528*.
Eisregenfall, Der — am 19. November 1905. Kleinschmidt. 216.
Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen Anden. Goll. 35.
Elektrizitätszerstreuung, Messungen der — in Innsbruck. Defant. 229.
— Bergwitz über den Einfluß des Waldes auf die — in der Luft. 567.
Eliot, J.: Zur Meteorologie von Indien, 1892 bis 1902. 183.
Elster, J.: Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca). Conrad. 323.
— 336*.
Engelenburg, E.: 192*.
England, Regenmenge pro Tag und Stunde in NW-England. Woeikof. 6.
— Tagesmaximum des Regenfalls in —. Hann. 46.
— s. auch Jersey.
Erdbebenstörungen, Jährliche Periode der — in Triest. 232.
Erdbodenwärme, Studien über — und Schneedecke. Schreiber. 238†.
Erdmagnetismus, Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des —. v. Bezold. 576†.
— s. auch Magnetisch.
Erdrotation, Ein Beitrag zur elementaren Ableitung der ablenkenden Kraft der —. Graziadei. 178.
— Die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der —. Großmann. 200.
— Nochmals die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der —. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht. Großmann. 373.
Eredia, F.: Regenfall in Rom. 287*. 455.
Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Ost-Spitzbergen 1894/95. 87.
— der Luftdruckregistrierungen zu Aachen 1896 bis 1903. Polis. 87.
— langjähriger Regenmessungen in Kalifornien. Hann. 139.
— Über die — der Erforschung der höheren Luftschichten über dem Atlantischen Ozean im Sommer 1905. Supan. 176.
— der meteorologischen Beobachtungen in Bosnien-Hercegovina. 192*.
— der Niederschlagsmessungen in der Schweiz. 192*.
— achtjähriger meteorologischer Beobachtungen zu Bulawayo, Rhodesia. Hann. 327.
— der meteorologischen Beobachtungen am Sonnenobservatorium zu Kodaikanal in Südindien 1903 und 1905. 364.
Ergebnisse, Über die — der magnetischen Beobachtungen zu Potsdam im Jahre 1905. Schmidt. 370.
— 81jähriger Regenmessungen in Rom. Hann. 455.
— Weitere — der meteorologischen Beobachtungen am Museum Goeldi in Pará. Hann. 515.
Esmarch, E. v.: 336*.
Europa s. Mitteleuropa, Nordeuropa, Westeuropa.
Exner, F. M.: Das Wetter bei Keilen hohen Luftdruckes im Norden der Alpen. 163.
— Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. 344.
— Bemerkungen über die Zusammensetzung einer geradlinigen Luftströmung mit der Luftbewegung eines Wirbelsturmes. 571.
— 51*.
Exner, K.: Das optische Vermögen der Atmosphäre. 10.
Expedition s. Schottische Antarktische Expedition.

F.

Falklands-Inseln, Temperatur der — 1902. 43.
Farbenerscheinung, Eine seltene —. Reimann. 277.
Favaro: Sonnenschein in Padua. 282.
— Klima von Padua. 528*.
Fényi, J.: Über Winddrehungen in Kalocsa. 351.
Fergusson, S. P.: 95*. 336*.
Ferle, F. R.: 479*.
Feuerkugel, Eine —. 87.
—*n*. Jeanrenaud, Burnand, v. Bolzheim. 330.
Feuerschiff, Das — in der Bay Chaleur, Neu-Braunschweig. 573.
Ficker, H. v.: Dunstbildung aus Stratusformen. 31.
— Über die Auflösung einer Wolkendecke. 180.
— Der Föhn vom 4. bis 6. November 1905 in den Ostalpen. 193.
Fidschi-Inseln, Regenfall auf den —. Hann. 468.
Figee, S.: 95*.
Findeisen, F.: 336*.
Flammarion, C.: 95*.
Föhn, Der — vom 4. bis 6. November 1905 in den Ostalpen. v. Ficker. 193.
— Periodische Temperaturschwankungen bei — und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen. 281.
Förster, E.: 240*.
Fort Simpson, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu —. 460.
Fort William, Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis und zu — im Jahre 1904. 408.
Fraser, H. A. D.: 192*.
Freybe, O.: Praktische Wetterkunde. 190†.
— 144*. 240*.
Frick, J.: 51*.
Friesach, Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu — in Kärnten. Exner. 344.
Friesenhof, G.: Die Luftdruckgebilde der unteren und der oberen Atmosphäre und ihr Zusammenhang. 209.
— Rauschen in den Wolken. 330.
— Gewittererscheinung. 383.

Digitized by Google

Friesenhof, G.: Abnormes Regenwetter. 519.
Fritsche, H.: 479*.
Fritzsche, R.: 479*.
Frühlingsankunft der Vögel, Die — und die Witterung in Ungarn im Zeitraume 1894 bis 1903. Hegyfoky. 419.
Frühlingseinzug, Der — in Mitteleuropa nach Prof. E. Ihne. 313.

G.

Geelmuyden, H.: 96*.
Geitel, H.: Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca). Conrad. 323.
— 336*. 384*.
Gérard, Fr. Pierre, O. P.: 144*.
Gewitter, Winter--. 86.
— am 31. Jan. 1906 in Steiermark. Prohaska. 127.
— Über die jährliche und tägliche Periode der — und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Prohaska. 134.
— in Sachsen-Altenburg. 139.
—-Erscheinung. Friesenhof. 383.
—-Züge im April und Mai des Jahres 1904 in Steiermark. 368.
Giles, G. M.: 528*.
Gill-College-Observatorium, Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. — und der Spitze des „Mount Royal" (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod. Conrad. 129.
Gockel, A.: Über den Ionengehalt der Atmosphäre. 53.
— Über den Ionengehalt der Atmosphäre. 339.
Goldküste, Meteorologische Beobachtungen an der —. 142.
Goll, F.: Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen Anden. 35.
Good Hope, Meteorologische Beobachtungen zu — im arktischen Nordamerika 1900 bis 1903. Hann. 329.
Götz, W.: Fortschreitende Änderung in der Bodendurchfeuchtung. 14.
Graham-Land, Luftelektrische Beobachtungen im — von M. J. Rey. 458.
Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Zöllner. 92.
— Über die Genauigkeit der — des täglichen Ganges der Temperatur. Prager. 422.
Graphische Methode zur Bestimmung der Insolationsmenge. Steiner. 294.
Graupel, Zur Entstehung des —s. Greim. 320.
Graziadei, H.: Ein Beitrag zur elementaren Ableitung der ablenkenden Kraft der Erdrotation. 178.
Greim, G.: Zur Entstehung des Graupels. 320.
— 384*.
Grenada, Regenfall auf —. 42.
Grohmann: 384*.
Großmann: Die barometrische Höhenformel und ihre Anwendung. 152.
— Mögliche und wirkliche Sonnenscheindauer. 180.
— Die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. 200.
— Nochmals die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht. 373.
Guam, Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel — im Jahre 1902. Cl. Abbe. 141.
— s. auch Agaña.
Guatemala, Regenmessungen in der Republik — 1904. Sapper. 127.
— Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken — und Salvador 1905. Sapper. 562.
— s. auch Südguatemala.
Guerrieri, E.: 144*.
Günther, S.: 192*.

H.

Hadley-Dovesches Prinzip, Nochmals die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Das — ist doch im Unrecht. Großmann. 373.
Hagelfall, Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und —e in Steiermark, Kärnten und Krain. Prohaska. 134.
— am 3. Juli 1905 in den Ostalpen. Prohaska. 225.
— im Golf von Mexiko. 575.
Hagelformen, Bemerkenswerte —. Riegler. 514.
Haifa, Resultate 8jähriger meteorologischer Beobachtungen zu —, Palästina. Hann. 375.
Haiti s. Port au Prince.
Halbfaß: Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. 509.
Hamberg, A.: 288*.
Hamberg, H. E.: 288*.
Hann, J.: A. Watt über den Regenfall (Niederschlag) an den Ben Nevis-Observatorien. 37.
— Kämtz über das Barometer als Wetterglas. 41.
— Tagesmaximum des Regenfalls in England. 46.
— Regenfall in Mexiko. 46.
— Neue Berechnung der mittleren Temperatur der Erde und jener der westlichen und östlichen Hemisphäre. 47.
— Lehrbuch der Meteorologie. 49†.
— Der Pulsschlag der Atmosphäre. 82.
— Meteorologie des Nordpolarbassins. 97.
— Der tägliche Gang des Luftdruckes in Südindien. 137.
— Ergebnisse langjähriger Regenmessungen in Kalifornien. 139.
— Dauer und stündliche Intensität des Regens zu Camden Square London 1881—1904. 140.
— Regenfall zu Trevandrum. 141.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Guam im Jahre 1902. 141.
— J. R. Sutton, Studien über den Regenfall in Südafrika. 186.
— Klima von Port au Prince, Haiti. 220.
— Außerordentlich kaltes Frühjahr 1905 in Südaustralien. 232.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson. 233.
— Regenfall zu Tschemulpo. 234.
— Klima von St. Gertrud im Suldental. 256.
— Regenfall und Bewölkung in Südafrika. 266.
— Täglicher und jährlicher Gang des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in Südindien. 277.
— Meteorologische Beobachtungen in Brasilien. 278.
— Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius. 279.
— Dauer des Sonnenscheins in Padua. 282.
— Dauer des Sonnenscheins in Rom. 283.
— Dauer des Sonnenscheins in Christiania. 283.
— Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere. 316.
— Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in Rom und jährliche Periode der Hydrometeore. 326.
— Ergebnisse achtjähriger meteorologischer Beobachtungen zu Bulawayo, Rhodesia. 327.

Digitized by Google

Hann, J.: Meteorologische Beobachtungen zu Good Hope im arktischen Nordamerika 1900—1903. 329.
— Resultate 8jähriger meteorologischer Beobachtungen zu Haifâ, Palästina. 375.
— Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. 377. 512.
— Jährliche Niederschlagsmengen zu Toronto 1845—1903 und Wasserspiegelschwankungen des Ontario-Sees. 413.
— Sutton über den täglichen Gang des Barometers zu Kimberley. 417.
— Temperaturabnahme mit der Höhe auf Spitzbergen. 418.
— Klima von Perpignan. 425.
— Täglicher und jährlicher Gang der Verdunstung in Südindien. 428.
— Gang der Bodentemperatur zu Tacubaya (Mexico). 430.
— Täglicher und jährlicher Gang der Bodentemperatur in Tokyo. 430.
— Größte Tagessummen des Regenfalls auf Ceylon. 431.
— Regenverhältnisse von Hongkong. 432.
— R. C. Mossman über einige meteorologische Resultate der Schottischen Antarktischen Expedition. 450.
— Ergebnisse 81jähriger Regenmessungen in Rom. 455.
— Marc Dechevrens S. J. über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen. 456.
— Täglicher Gang der Sonnenscheindauer und der Bewölkung in Hongkong. 465.
— Regenfall auf den Fidschi-Inseln. 468.
— Regenfall zu Hermsburg in Krain. 474.
— Die „Temperaturumkehr" mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem niederösterreichischen Alpengebiete. 507.
— Bemerkungen über den Wärmeumsatz in Binnenseen. 512.
— Zunahme des Regenfalles mit der Seehöhe. 513.
— Resultate der meteorologischen Beobachtungen an den beiden Ausgängen der Magalhaesstraße im Jahre 1904. 514.
— Weitere Ergebnisse d. meteorologischen Beobachtungen am Museum Goeldi in Pará. 515.
— Der tägliche Gang des Regenfalles und die Maxima desselben auf Java. 518.
— Dines über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von Schottland und zu Oxshott (Surrey). 554.
— Okada über die Wärmeleitung des Schnees. 555.
— Die Windrichtung auf dem Gipfel des Pik von Teneriffa. 559.
— Meteorologische Beobachtungen in Montevideo und in Uruguay. 570.
— Meteorologische Beobachtungen auf Kuba. 574.
— Ref. 576. 240*. 288*.
Hann-Band, Meteorologische Zeitschrift, —. 286†.
Hanzlik, S.: Warme Welle in den Vereinigten Staaten vom 20. bis 24. Januar 1906. 131.
Harms, F.: Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca). Conrad. 323.
— 336*.
Hegyfoky, J.: Die Schwankung der jährlichen Regenmenge in Ungarn. 358.
— Die Frühlingsankunft der Vögel und die Witterung in Ungarn im Zeitraume 1894 bis 1903. 419.
Hellmann, G.: Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus. 145.
— Ein neuer registrierender Schneemesser. 337.
— Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. 523†.
Hellmann, G.: Ref. 49. 286. 478. 192*. 240*.
Henze, H.: Ref. 189. 288*.
Hepworth, M. W. C.: 96*.
Herbertshöhe, Resultate der meteorologischen Beobachtungen in —. 409.
Hergesell, H.: Neue Beobachtungen über die meteorologischen Verhältnisse der hohen wärmeren Luftschicht. 34.
— Über lokale Windströmungen in der Nähe der Kanarischen Inseln. 556.
— 96*.
Hermsburg, Regenfall zu — in Krain. Hann. 474.
Herschel: 96*.
Hessler, A.: 240*.
Himmelsstrahlung, Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen — während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. Exner. 344.
Hjelström, S. A.: 528*.
Hochwasser, Beziehung zwischen dem — stande des Nil und dem Luftdruck in NE-Afrika. 182.
Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen. 362.
Hongkong, Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu — 1894—1903. Doberck. 367.
— Regenverhältnisse von —. Hann. 432.
— Täglicher Gang der Sonnenscheindauer und der Bewölkung in —. Hann. 465.
Hopfner, F.: Über die Größe der solaren Wärmemengen, welche in gegebenen Zeiten beliebigen Breiten der Erde zugestrahlt werden. 385.
— Die tägliche solare Wärmestrahlung auf einer in beliebiger Breite fest gegebenen Flächeneinheit. 396.
— 192*.
Horizontale Komponente, Die — der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Großmann. 200.
— Nochmals die — der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht. Großmann. 273.
Hübner, E.: 96*.
Hydrographischer Dienst in Österreich. 479*.
Hydrometeore, Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in Rom und jährliche Periode der —. Hann. 326.

I.

Iakttagelser: Sverige. 52*. 528*.
Ihne, Der Frühlingseinzug in Mitteleuropa nach Prof. E. —. 313.
Indien, Zur Meteorologie von —, 1892 bis 1902. Eliot. 183.
— Notizen zur Meteorologie —s. 328.
— Drachenaufstiege in —. 476.
— s. auch Südindien.
Ingenieurwissenschaften: 96*.
Innsbruck, Messungen d. Elektrizitätszerstreuung in —. Defant. 229.
Insolationsmenge, Graphische Methode zur Bestimmung der —. Steiner. 294.
Internationale Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt, Bericht über die V. Konferenz der — in Mailand. de Quervain. 505.
Inversion, Neue Beweise für die Realität der oberen — in 8 bis 13 km Höhe. de Quervain. 529.
Ionen, Über den —gehalt der Atmosphäre. Gockel. 53.
— Über den —gehalt der Atmosphäre. Gockel 339.

Digitized by Google

Ionisation, Messungen des Potentialgefälles und der — der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905. Nordmann und le Cadet. 306.
— Über einige Experimente zur Bestimmung der — der Atmosphäre, die in Algerien anläßlich der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 angestellt wurden. Nordmann. 322.
Isotherme Zone, Über die reale Existenz der — in 10 bis 12 km Höhe. Nimführ. 245.

J.

Jaarboek: Nederlandsch Meteorologisch Instituut. 479*.
Jadrofluß, Tägliche Periode der Temperaturschichtung an der Mündung des —es in Dalmatien. v. Kerner. 470.
Jahrbuch: Bayern. 96*. — Sachsen. 144*. — Württemberg. 141*. 240*. 528*. — Deutsche Seewarte. 192*. — Ungarische Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus. 192*. — Zentral-Anstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien. 336*. — Norwegen. 384*. — Baden. 480*. — Bremen. 528*.
— s. auch Aarbog, Annuaire, Annuario, Anuario, Iakttagelser, Jaarboek.
Jahresbericht und Rechnungsablage der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. 215.
— Deutsche Seewarte. 96*. 288*. — Verein für Wetterkunde Coburg. 192*. — Sonnblick-Verein. 288*. — Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. 283*.
— s. auch Bericht.
Jahresversammlung der k. k. Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie am 5. Mai 1906. 262.
Jahreszeiten, Winde und — am Tschadsee. 458.
Jährliche Periode, Über die — und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Prohaska. 134.
— der Erdbebenstörungen in Triest. 232.
— Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in Rom und — der Hydrometeore. Hann. 326.
Jährlicher Gang, Täglicher und — des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in Südindien. Hann. 277.
— Täglicher und — der Verdunstung in Südindien. Hann. 428.
— Täglicher und — der Bodentemperatur in Tokyo. Hann. 430.
— Versuch einer kartographischen Darstellung des —es der Lufttemperatur. v. Kerner. 472.
Jakobsthal, P.: 96*.
Janežič, E.: Mikroskopische Untersuchung der Staubteilchen. 224.
— Besonders intensives Morgenrot. 574.
Jaubert, J.: Die Nebel in Paris und Umgebung. 189.
Java, Der tägliche Gang des Regenfalles und die Maxima desselben auf —. Hann. 518.
Jeanrenaud, H.: Feuerkugeln. 330.
Jersey, Über den täglichen Gang des Barometers auf der Insel —, England. Dechevrens. 281.
Johannesburg, Das neue Observatorium in — für den meteorologischen Dienst in Transvaal. 43.
Johansson, Osc. V.: 336*.

K.

Kaehler, K.: Über einige Zerstreuungs- und Bodenluftmessungen in Kiel im Herbst 1905. 253.
Kaiser, M.: 528*.
Kalifornien, Ergebnisse langjähriger Regenmessungen in —. Hann. 139.
Kalocsa, Über Winddrehungen in —. Fényi. 351.
Kaltes Frühjahr, Außerordentlich — 1905 in Südaustralien. Hann. 232.
Kamerun, Regenmessungen in —. 568.
Kämtz über das Barometer als Wetterglas. Hann. 41.
Kanarische Inseln, Über lokale Windströmungen in der Nähe der —. Hergesell. 556.
Karlinski, F. — †. 162.
Kärnten, Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, — und Krain. Prohaska. 134.
— s. auch Friesach.
Karolinen s. Ualan.
Kartographische Darstellung, Versuch einer — des jährlichen Ganges der Lufttemperatur. v. Kerner. 472.
Kassner, C.: Normale Monatsmittel der Temperatur und des Niederschlages für den Brocken. 300.
— Ref. 334. 192*.
Kerner, F. v.: Abnahme der Bodentemperatur mit der Höhe im Prologgebirge in Dalmatien. 421.
— Tägliche Periode der Temperaturschichtung an der Mündung des Jadroflusses in Dalmatien. 470.
— Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur. 472.
— 52*.
Kew, C. Chree: Diskussion siebenjähriger Registrierungen des elektrischen Potentialgefälles in —. 467.
Kiel, Über einige Zerstreuungs- und Bodenluftmessungen in — im Herbst 1905. Kaehler. 253.
Kilgour, Wm. T.: 52*.
Kimberley, Sutton über den täglichen Gang des Barometers zu —. Hann. 417.
Kirsch, Th.: 384*.
Klein: Cirrus-Studien. 67.
— Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen. 231.
— : 52*. 384*. 528*.
Kleinschmidt, E.: Der Eisregenfall am 19. November 1905. 216.
Klima und Wetter in Turkestan. 44.
— Steward über das — von Südafrika. 130.
— von Port au Prince, Haiti. Hann. 220.
— von St. Gertrud im Suldental. Hann. 256.
— von Perpignan. Hann. 425.
— Zum — der Sahara. 427.
— von Urfa, Ober-Mesopotamien, nach sechsjährigen Beobachtungen. Christ. 440.
— Das — der Karolineninsel Kusaie oder Ualan. Krebs. 561.
— s. auch Höhenklima, Meteorologie, Wüstenklima.
Knipping, E.: 96*.
Knistern im Telephon, Bemerkungen zum Zusammenhang des — auf dem Sonnblick mit Potential und Zerstreuung. Conrad. 318.
Knoche, W.: 144*.
Knoll, H.: 384.*
Kodaikanal, Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Sonnenobservatorium zu — in Südindien 1903 und 1905. 364.
Kommission s. Commissão, Commission, Internationale Kommission.
Kompensationsmethode, Über die Anwendung der elektrischen — zur Bestimmung der nächtlichen Ausstrahlung. Angström. 188.
Konferenz s. Conférence, Bericht über die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt.

Digitized by Google

Köppen, W.: Weite Ausdehnung V-förmiger Ausläufer von barometrischen Depressionen. 270.
— 528*.
Korea s. Chemulpo, Söul.
Kostlivý, St.: 96*.
Krain, Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und —. Prohaska. 134.
— s. auch Hermsburg.
Krčmář, J.: Deformation der Sonnenscheibe beim Sonnenaufgang. 461.
Krebs, W.: Die Erscheinung des Sonnenbildes beim höchsten Grade der Szintillation. 382.
— Der Ponape-Taifun vom 20. April 1905. 411.
— Das Klima der Karolineninsel Kusaie oder Ualan. 561.
Kremser, V.: 240*.
Kuba, Meteorologische Beobachtungen auf —. Hann. 574.
Kunst, J.: 144*.
Kusaie, Das Klima der Karolineninsel — oder Ualan. Krebs. 561.

L.

Lagos, Meteorologische Beobachtungen zu —. 133.
Lamprecht, G.: 384*.
Langbeck, K.: 52*.
Langley, S. P. —†. 162.
— S. P. —s wissenschaftliche Arbeiten. 520.
Laufgewichtswage, Die Aneroidregistrierung mit der —. Maurer. 268.
Lehrbuch der Meteorologie. Hann. 49†.
Lempfert, R. G. K.: 288*.
Leod, C. Mc.: Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal" (Montreal) von Prof. —. Conrad. 129.
Less, E.: Ref. 94.
Licht s. Diffuses Licht.
Linke, F.: Einfluß einer Wasserfläche auf das Verhalten eines Ballons. 477.
List of observations for variation of the compass. 96*.
Lockyer, N.: 52*.
Lockyer, W. J. S.: 52*. 480*.
Loewy, A.: 52*.
Loisel, J.: 52*. 336*.
Lottermoser, E.: Mittlerer Regenfall in Südguatemala. 237.
Lüdeling, G.: Über die Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam im Jahre 1904. 114.
Luft, Über das Nachleuchten der — bei Blitzschlägen. Walter. 172.
— Über die Durchsichtigkeit der — bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien. Samec. 181.
— Bergwitz über den Einfluß des Waldes auf die Elektrizitätszerstreuung in der —. 567.
Luftdruck, Ergebnisse der —registrierungen zu Aachen 1896 bis 1903. Polis. 87.
— Der tägliche Gang des —es in Südindien. Hann. 137.
— Das Wetter bei Keilen hohen —es im Norden der Alpen. Exner. 163.
— Beziehung zwischen dem Hochwasserstande des Nil und dem — in NE-Afrika. 182.
— Die —gebilde der unteren und der oberen Atmosphäre und ihr Zusammenhang. Friesenhof. 209.
— Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut. Die tägliche Periode des —es und der Temperatur in Norwegen. Birkeland. 540.
— s. auch Atmosphärischer Druck, Barometer.
Luftelektrische Beobachtungen, E. R. v. Schweidler: — zu Mattsee (Salzburg) im Sommer 1905. Conrad. 319.
— und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms. Conrad. 323.
— im Grahamland von M. J. Rey. 458.
Luftelektrizität s. Atmosphärische Elektrizität, Elektrische Erscheinungen, Elektrizitätszerstreuung, Ionen, Ionisation, Potential, Potentialgefälle, Radioaktivität, Zerstreuungsmessungen.
Luftmasse, Über die Änderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer —. Margules. 241.
Luftschicht, Verhältnis der Temperatur der untersten — zu jener der oberen Schichten des Festen und Flüssigen. Woeikof. 1.
— Zur Kenntnis der täglichen Periode der Temperatur in der untersten —. Sassenfeld. 24.
— Neue Beobachtungen über die meteorologischen Verhältnisse der hohen wärmeren —. Hergesell. 34.
— Über die Ergebnisse der Erforschung der höheren —en über dem Atlantischen Ozean im Sommer 1905. Supan. 176.
— Resultate der Erforschung der höheren —en in der Passatregion. Rotch und Teisserenc de Bort. 265.
Luftschiffahrt s. Aufstiege, Ballon, Ballonfahrt, Drachenaufstieg, Luftschicht.
Luftstrom, Beobachtungen zum absteigenden —. 382.
Luftströmung, Bemerkungen über die Zusammensetzung einer geradlinigen — mit der Luftbewegung eines Wirbelsturmes. Exner. 571.
— s. auch Aufsteigende Luftbewegung, Atmosphärische Strömungen.
Lufttemperatur, Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der —. v. Kerner. 472.
Luftwellen, Periodische Temperaturschwankungen bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden —. 281.
Lütgens, R.: 52*.
Lutz, C. W.: 336*.
Luyken, K.: 52*. 336*.
Lyons, H. G.: Die Nilflut und ihre Schwankungen. 365.
— 52*. 288*. 336*.

M.

Mache, H.: 192*.
Magalhaesstraße, Resultate der meteorologischen Beobachtungen an den beiden Ausgängen der — im Jahre 1904. Hann. 514.
Magnetische Beobachtungen, Resultate der — am Observatorium in Athen in den Jahren 1900 bis 1903. Eginitis. 236.
— während der Sonnenfinsternis am 30. August 1905 in Spanien. 237.
— Über die Ergebnisse der — zu Potsdam im Jahre 1905. Schmidt. 370.
— s. auch Anales, Annales, Jahrbuch, List of observations, Observaciones, Results, Veröffentlichungen.
Magnetische Deklination, Über die Kenntnis der — vor Christoph Columbus. Hellmann. 145.
—*en* in Marokko. 326.
— 96*.
Magnetische Horizontal-Intensität: 240*.
Magnetische Inklination: 240*.
Magnetische Störungen am 15. und 16. November 1905. 46.
Magnetische Wirkungen des Blitzes auf vulkanische Gesteine. 317.

Digitized by Google

Mallorca s. Palma.
Mammato-Cumulus, Der —. Osthoff. 401.
Maracaibo, Temperatur von —, Venezuela. 575.
Marchesi, D. D.: 240*.
Margules, M.: Über die Änderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse. 241.
— Zur Sturmtheorie. 481.
Marloth: Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und aus Wolken auffangen. 547.
Marokko, Magnetische Deklinationen in —. 326.
Marriott, W.: 96*. 384*.
Mascari, A.: Die periodische Veränderung der Sonnenstrahlung, abgeleitet aus den Beobachtungen der Sonnenfackeln. 463.
Materyały zebrane przez Sekcyę meteorologiczną. [Galizien]. 192*.
Mattsee, E. R. v. Schweidler: Luftelektrische Beobachtungen zu — (Salzburg) im Sommer 1905. Conrad. 319.
Maurer, J.: Aufstiege in der Atmosphäre mittels gefesselten Registrierballons. 170.
— Die Aneroidregistrierung mit der Laufgewichtswage. 268.
— Nekrolog auf August Weilenmann. 553.
— 96*.
Mauritius, Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf —. Hann. 279.
Mazelle, Ed.: Vesuvasche in Cattaro. 223.
— Staubfall zu Triest. 224.
— Größte Regenmenge pro Minute in Triest. 459.
Mecking, L.: 96*.
Meere, Wärmeaustausch der Seen und —. Schubert. 509.
Meinardus, W.: 52*. 480*.
Meißner, O.: 336*.
Melzi d'Eril, C.: 95*.
Mesopotamien, Strenger Winter 1905/06 in —. 474.
— s. auch Urfa.
Messerschmitt, J. B.: Merkwürdige Wolkenbildung. 132.
— 336*.
Meteorological Charts: 287*.
Meteorologie, Lehrbuch der —. Hann. 49†.
— des Nordpolarbassins. Hann. 97.
— Zur — von Indien 1892 bis 1902. Eliot. 183.
— Notizen zur — Indiens. 328.
— Zur — des Südatlantischen Ozeans. 383.
— Zur — des arktischen Nordamerika. 461.
— Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der — und des Erdmagnetismus. v. Bezold. 576†.
Meteorologische Beobachtungen in Belize (British Honduras) 1902. 43.
— Ergebnisse — in Ost-Spitzbergen 1894/95. 87.
— zu Lagos. 133.
— Resultate der — zu Alt-Calabar im Jahre 1902. 133.
— Resultate der — 1895 bis 1904 an der Landwirtschaftlichen Akademie Bonn-Poppelsdorf. 139.
— Resultate der — auf der Insel Guam im Jahre 1902. Hann. 141.
— in Britisch Honduras 1904. 142.
— an der Goldküste. 142.
— Resultate der — in Swakopmund im Jahre 1904. 177.
— Resultate der — zu Dawson. Hann. 233.
— in Brasilien. Hann. 278.
— Mittlere Resultate der — am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius. Hann. 279.
— Resultate der — auf der Zugspitze im Jahre 1905. 280.
— Resultate der — im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). Siegel. 321.
Meteorologische Beobachtungen, Ergebnisse achtjähriger — zu Bulawayo, Rhodesia. Hann. 327.
— zu Good Hope im arktischen Nordamerika 1900 bis 1903. Hann. 329.
— Ergebnisse der — am Sonnenobservatorium zu Kodaikanal in Südindien 1903 und 1905. 364.
— Resultate der — zu Hongkong 1894 bis 1903. Doberck. 367.
— Resultate 8jähriger — zu Haifâ. Palästina. Hann. 375.
— Resultate der — auf dem Ben Nevis und zu Fort William im Jahre 1904. 408.
— Resultate der — in Herbertshöhe. 409.
— Resultate der — zu Fort Simpson. 460.
— im Jahre 1905 auf den Azoren. 463.
— Resultate — in der Baffinsbai. 464.
— Resultate der — in Paramaribo (Surinam) im Jahre 1904. 465.
— zu Oaxaca. 467.
— zu Banani im Jahre 1905. 468.
— Resultate der — an den beiden Ausgängen der Magalhaesstraße im Jahre 1904. Hann. 514.
— Weitere Ergebnisse der — am Museum Goeldi in Pará. Hann. 515.
— angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1905. Sapper. 562.
— in Montevideo und in Uruguay. Hann. 570.
— auf Kuba. Hann. 574.
— Südafrika 51*. — Observatorium der Universität Innsbruck 143*. — Sternwarte Kremsmünster 144*. — Jurjew 239*. — Sternwarte zu Prag 335*. — Sternwarte in München. 527*.
— s. auch Aarbog, Ablesungen, Anales, Annalen, Annales. Annuaire, Annuario, Anuario, Bericht, Boletin, Buletin, Dekaden-Monatsberichte, Ergebnisse, Iakttagelser, Jaarboek, Jahrbuch, Jahresbericht, Materyały, Meteorologie, Meteorologische Notizen, Meteorologische Verhältnisse, Niederschlagsbeobachtungen, Observaciones, Observações, Observations, Osservazioni, Oversigt, Rapporto, Readings, Regenmessungen, Registrierungen, Report, Resultate, Results, Résumé, Revue, Temperaturbeobachtungen, Veröffentlichungen.
Meteorologische Elemente, Die vertikale Verteilung der — über dem Atlantischen Ozean. Rotch und Teisserenc de Bort. 227.
Meteorologische Gesellschaft s. Deutsche Meteorologische Gesellschaft, Österreichische Gesellschaft für Meteorologie.
Meteorologische Notizen aus Rußland. 277.
—. Schück. 414.
Meteorologische Optik. Pernter. 331†.
Meteorologische Station, Die — auf der Babiagura. Rethly. 235.
Meteorologische Verhältnisse, Neue Beobachtungen über die — der hohen wärmeren Luftschicht. Hergesell. 34.
Mexiko, Regenfall in —. Hann. 46.
— Hagelfall im Golf von —. 575.
— s. auch Tacubaya.
Mill, H. R.: 288*. 528*.
Miller, W.: 336*.
Minekewitsch, L.: 288*.
Mittelamerika, Antipassat in Westindien und —. Sapper. 315.
Mitteleuropa, Die wirkliche Temperaturverteilung in —. Sommer. 189†.
— Der Frühlingseinzug in — nach Prof. E. Ihne. 313.
Mittelmeer, Luft- und Wassertemperaturen im —. Hann. 316.
Modena, Tägliche pyrheliometrische Beobachtungen vom 22. August 1902 bis Ende Juni 1903 in — von C. Chistoni. 285.

Digitized by Google

Mohn, H.: Vierjährige Temperaturbeobachtungen in Bel-Sund, Spitzbergen. 284.
— 384*.
Möller, M.: Über Cirruswolken. Der Cirrusschopf am Ballengewölk. 122.
Momber, A.: 192*.
Monaco. le Prince Albert de: 96*.
Mond, Dunstkreis um die Sonne und den —. Reimann. 285.
Montblanc-Observatorium. 383.
Monte Cimone, Pyrheliometrische Messungen, ausgeführt auf dem — in den Sommern 1902 und 1903 von C. Chistoni. 285.
Montevideo, Meteorologische Beobachtungen in — und in Uruguay. Hann. 570.
Montreal s. Gill-College-Observatorium und Mount Royal.
Morgenrot, Besonders intensives —. Janežič. 574.
Mossman, R. C.: Über einige meteorologische Resultate der Schottischen Antarktischen Expedition. Hann. 450.
— 336*.
Mount Royal, Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des — (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod. Conrad. 129.
Müller, F.: 52*.
Müller-Pouillet: 144*.

N.

Nächtliche Ausstrahlung, Über die Anwendung der elektrischen Kompensationsmethode zur Bestimmung der —. Ångström. 188.
Nasmyth, J.: 336*.
Natal s. Port Durban.
National Physical Laboratory. 384*.
Nebel, Die — in Paris und Umgebung. Jaubert. 189.
— Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem — und Wolken auffangen. Marloth. 547.
Nedbørdagttagelser i Norge. 336*.
Negro, C.: 240*. 336*.
Nekrolog auf Langley. 162.
— auf Franz Karlinski. 162.
— auf August Weilenmann. Maurer. 553.
Nettovich, L. v.: Staubfall in Cattaro. 223.
Neu-Braunschweig s. Bay Chaleur.
Neumann, L.: 384*.
Neumayer, G. v.: 52*. 96*.
Neutrale Punkte von Babinet und Arago, Beobachtungen über die — in den Jahren 1903 und 1904. Sack. 348.
Nicaragua, Regenfall in —. 284.
Niederösterreichisches Alpengebiet, Die „Temperaturumkehr" mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem —. Hann. 507.
Niederschlag, Einfluß der ozeanischen Depressionen auf die —e Westeuropas. Caron. 143†.
— Normale Monatsmittel der Temperatur und des —es für den Brocken. Kassner. 300.
— Der — auf dem Säntis. Billwiller. 378.
— Wald und — in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. Schubert. 414.
— Die —e am 19. und 20. Mai 1906 in der Nordostschweiz. Billwiller. 475.
— Die —e in den Norddeutschen Stromgebieten. Hellmann. 523†.
— Schwankungen des —es im Deutschen Reich 1816—1900. Brückner. 565.
— s. auch Hydrometeore, Regen.
Niederschlagsbeobachtungen: Großherzogtum Hessen. 240*.
Niederschlagsmengen. Jährliche — zu Toronto 1845 bis 1903 und Wasserspiegelschwankungen des Ontario-Sees. Hann. 413.
Nil, Beziehung zwischen dem Hochwasserstande des — und dem Luftdruck in NE-Afrika. 182.
Nilflut, Die — und ihre Schwankungen. Lyons. 365.
Nimführ, R.: Über die reale Existenz der „isothermen Zone" in 10 bis 12 km Höhe. 245.
Nippoldt, W. A.: 144*.
Nippoldt, A.: 384*.
Norddeutsche Stromgebiete, Die Niederschläge in den —n. Hellmann. 523†.
Nordeuropa, Der Mai 1906 in —. Woeikof. 276.
Nordmann, Ch.: Messungen des Potentialgefälles und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905. 306.
— Über einige Experimente zur Bestimmung der Ionisation der Atmosphäre, die in Algerien anläßlich der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 angestellt wurden. 322.
Nordpolarbassin, Meteorologie des — s. Hann. 97.
Norwegen, Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut Die tägliche Periode des Luftdruckes und der Temperatur in —. Birkeland. 540.

O.

Oaxaca, Meteorologische Beobachtungen zu —. 467.
Observaciones: Observatorio del Colegio de Belen de la Compañia de Jesus en la Habana. 52*. 480*. — Oña, Provincia de Burgos. 144*.
Observações: Observatorio de Coimbra. 192*.
Observations: Hongkong Observatory. 52*. 336*. — Finlande. 52*. — Observatory at Batavia. 96*. — Institut Agronomique, Moscou. 144*. — Institut Forestier, St. Pétersbourg. 240*. — Observatoire de Zi-Ka-Wei. 240*. — Meteorological Committee. 288*. — Adelaide Observatory. 384*. 528*. — Institut Botanique de l'État de Buitenzorg. 527*.
Observatorio, Boletin meteorológico publicado per el — del Colegio de Nuestra Señora del Recuerdo. Chamartin de la Rosa. 478†.
— meteorológico central de México. 192*.
Observatorium, Das neue — in Johannesburg für den meteorologischen Dienst in Transvaal. 43.
— Montblanc-—. 383.
— Das neue japanische meteorologische — zu Chemulpo, Korea. 429.
Okada, T.: Über die Beziehung zwischen Pulsfrequenz und atmosphärischem Druck. 270.
— Über die Wärmeleitung des Schnees. Hann. 555.
Omond, R. T.: 144*.
Ontario-See, Jährliche Niederschlagsmengen zu Toronto 1845 bis 1903 und Wasserspiegelschwankungen des —s. Hann. 413.
Osservazioni: Torino. 52*. — Bologna. 239*. — Venezia. 240*. — Modena. 288*. — Milano. 528*.
Ostalpen, Der Föhn vom 4. bis 6. November 1905 in den —. v. Ficker. 193.
— Hagelfall am 3. Juli 1905 in den —. Prohaska. 225.
Österreich s. Niederösterreichisches Alpengebiet.
Österreichische Gesellschaft für Meteorologie, Jahresversammlung der k. k. — am 5. Mai 1906. 262.
Osthoff, H.: Der Mammato-Cumulus. 401.
Otto: 240*.
Oversigt over Luftens Temperatur og Nedbøren i Norge. 384*.
Oxshott. Dines über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von Schottland und zu — (Surrey). Hann. 554.

Digitized by Google

Ozean s. Stilles Meer, Südatlantischer Ozean, Südsee.

P.

Padua, Dauer des Sonnenscheins in —. Hann. 282.
Palästina s. Haifâ.
Palazzo, L.: 288*.
Palma, Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in — (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms. Conrad. 323.
Pará, Weitere Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Museum Goeldi in —. Hann. 515.
Paramaribo, Resultate der meteorologischen Beobachtungen in — (Surinam) im Jahre 1904. 465.
Paraná s. Curityba.
Paris, Die Nebel in — und Umgebung. Jaubert. 189.
— Vesuvasche in —. 225.
Passatregion, Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der —. Rotch und Teisserenc de Bort. 265.
Passerat, C.: 336*.
Paulsen, A.: 288*.
Pernter, J. M.: Meteorologische Optik. 331 †.
— 240*. 528*.
Perpignan, Klima von —. Hann. 425.
Pettersson, O.: 144*.
Photochemische Intensität, Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die — der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. Exner. 344.
Photometrische Beobachtungen, Luftelektrische und — während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms. Conrad. 323.
Physik: 52*. 95*.
Pick, H.: 480*.
Pik von Teneriffa, Die Windrichtung auf dem Gipfel des —. Hann. 559.
Polis, P.: Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1904 in der Rheinprovinz. 44.
— Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1905 im Regierungsbezirk Aachen. 45.
— Ergebnisse der Luftdruckregistrierungen zu Aachen 1896 bis 1903. 87.
— 52*.
Ponape, Der — - Taifun vom 20. April 1905. Krebs. 411.
Port au Prince, Klima von —, Haiti. Hann. 220.
Port Durban, Regenfall zu — in Natal. 567.
Posen, Wald und Niederschlag in Westpreußen und — und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. Schubert. 444.
Potamian: 240*. 336*.
Potential, Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon“ auf dem Sonnblick mit — und Zerstreuung. Conrad. 318.
Potentialgefälle, Über die Registrierungen des luftelektrischen —s in Potsdam im Jahre 1904. Lüdeling. 114.
— Messungen des —s und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905. Nordmann und le Cadet. 306.
— C. Chree: Diskussion siebenjähriger Registrierungen des elektrischen —s in Kew. 467.
Potsdam, Über die Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles in — im Jahre 1904. Lüdeling. 114.
— Über die Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen zu — im Jahre 1905. Schmidt. 370.
Prager: Über die Genauigkeit der graphischen Darstellung des täglichen Ganges der Temperatur. 422.
Prohaska, K.: Gewitter am 31. Januar 1906 in Steiermark. 127.
— Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. 134.
— Hagelfall am 3. Juli 1905 in den Ostalpen. 225.
Prologgebirge, Abnahme der Bodentemperatur mit der Höhe im — in Dalmatien. v. Kerner. 421.
Pronósticos, Los — de Sfeijoon. 528*.
Pulsfrequenz, Über die Beziehung zwischen — und atmosphärischem Druck. Okada. 270.
Pyrheliometrische Beobachtungen, Tägliche — vom 22. August 1902 bis Ende Juni 1903 in Modena von C. Chistoni. 285.
Pyrheliometrische Messungen, ausgeführt auf dem Monte Cimone in den Sommern 1902 und 1903 von C. Chistoni. 285.

Q.

Quervain, A. de: Über die Bestimmung atmosphärischer Strömungen durch Registrier- und Pilotballons. 149.
— J. Vincent: Wolkenstudien. 381.
— Bericht über die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt in Mailand. 505.
— Neue Beweise für die Realität der oberen Inversion in 8 bis 13 km Höhe. 529.
— 192*. 288*. 384*.

R.

Radioaktivität der Brunnenluft. 380.
Ragusa, Staubfall in —. Bijelić. 224.
Rainfall of India. 240*.
Ramann, E.: 52*.
Rapporto annuale: Osservatorio di Trieste. 96*.
Readings, Hourly —. Four observatories of the Met. Office. 52*. 288*. 528*.
Regen, Dauer und stündliche Intensität des —s zu Camden Square London 1881—1904. Hann. 140.
— Abnormes —wetter. Friesenhof. 519.
Regenbogen, Ein horizontaler —. 282.
Regendauer, Bemerkungen über Regendichtigkeit und —. Woeikof. 8.
— Regenintensität und — in Batavia. Woeikof. 436.
Regendichtigkeit, Bemerkungen über — und Regendauer. Woeikof. 8.
Regenfall, A. Watt über den — (Niederschlag) an den Ben Nevis-Observatorien. Hann. 37.
— auf Grenada. 42.
— auf den Salomoninseln. 42.
— Wolkenbruchartige —e im Juni 1904 in der Rheinprovinz. Polis. 44.
— Wolkenbruchartige —e im Juni 1905 im Regierungsbezirk Aachen. Polis. 45.
— Tagesmaximum des —s in England. Hann. 46.
— in Mexiko. Hann. 46.
— zu Trevandrum. Hann. 141.
— auf den Seychellen zu Victoria. 142.
— J. R. Sutton, Studien über den — in Südafrika. Hann. 186.
— zu Tschemulpo. Hann. 234.
— zu Söul, Korea. 235.

Digitized by Google

Regenfall, Mittlerer — in Südguatemala. Lottermoser. 237.
— und Bewölkung in Südafrika. Hann. 266.
— auf der Insel Ualan, Karolinen. 268.
— in Nicaragua. 284.
— Größte Tagessummen des —s auf Ceylon. Hann. 431.
— Ch. Rivière über den — in Algier 1868/1905. 453.
— Mittlerer — an einigen Orten in Transvaal. 466.
— auf den Fidschi-Inseln. Hann. 468.
— zu Hermsburg in Krain. Hann. 474.
— Zunahme des —es mit der Seehöhe. Hann. 513.
— Der tägliche Gang des —es und die Maxima desselben auf Java. Hann. 518.
— zu Port Durban in Natal. 567.
— s. auch Eisregenfall, Rainfall, Staubfall.
Regenintensität und Regendauer in Batavia. Woeikof. 436.
Regenmenge pro Tag und Stunde in NW-England. Woeikof. 6.
— Die Schwankung der jährlichen — in Ungarn. Hegyfoky. 358.
— Größte — pro Minute in Triest. Mazelle. 459.
Regenmessungen in der Republik Guatemala 1904. Sapper. 127.
— Ergebnisse längjähriger — in Kalifornien. Hann. 139.
— auf einigen Südseeinseln. 316.
— Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der — und Schneemessung durch den Wind. Schubert. 444.
— Ergebnisse 81 jähriger — in Rom. Hann. 455.
— in Kamerun. 568.
Regenverhältnisse von Hongkong. Hann. 432.
Regenwaarnemingen: Nederlandsch-Indië. 96*.
Registrierungen, Ergebnisse der Luftdruck- — zu Aachen 1896 bis 1903. Polis. 87.
— Über die — des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam im Jahre 1904. Lüdeling. 114.
— der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal“ (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod. Conrad. 129.
— C. Chree: Diskussion siebenjähriger — des elektrischen Potentialgefälles in Kew. 467.
Reimann, E.: Eine seltene Farbenerscheinung. 277.
— Dunstkreis um die Sonne und den Mond. 285.
Reiseberichte: 52*.
Report: Weather Bureau. 52*. 480*. — Meteorological Service of Canada. 96*. — Solar Physics Committee. 240*. — Meteorological Council. 240*. — Egypten. 287*. — Transvaal. 288*. — Philippine Weather Bureau. 480*. — Observatory of Mizusawa. 480*. — Meteorological Committee. London. 480*. — Meteorological Department of the Government of India. 528*. — Alfred Observatory. 528*.
Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Alt-Calabar im Jahre 1902. 133.
— der meteorologischen Beobachtungen 1895 bis 1904 an der Landwirtschaftlichen Akademie Bonn-Poppelsdorf. 139.
— der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Guam im Jahre 1902. Hann. 141.
— der meteorologischen Beobachtungen in Swakopmund im Jahre 1904. 177.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson. Hann. 233.
— der magnetischen Beobachtungen am Observatorium in Athen in den Jahren 1900 bis 1903. Eginitis. 236.
Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der Passatregion. Rotch und Teisserenc de Bort. 265.
— Mittlere — der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius. Hann. 279.
— der meteorologischen Beobachtungen auf der Zugspitze im Jahre 1905. 280.
— der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). Siegel. 321.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Hongkong 1894—1903. Doberck. 367.
— 8jähriger meteorologischer Beobachtungen zu Haifâ, Palästina. Hann. 375.
— der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis und zu Fort William im Jahre 1904. 408.
— der meteorologischen Beobachtungen in Herbertshöhe. 409.
— R. C. Mossman über einige meteorologische — der Schottischen Antarktischen Expedition. Hann. 450.
— der meteorologischen Beobachtungen zu Fort Simpson. 460.
— meteorologischer Beobachtungen in der Baffinsbai. 464.
— der meteorologischen Beobachtungen in Paramaribo (Surinam) im Jahre 1904. 465.
— der meteorologischen Beobachtungen an den beiden Ausgängen der Magalhaesstraße im Jahre 1904. Hann. 514.
Results of observations: Observatory Greenwich. 192*. — Tairen, China. 288*. — Korea. 480*. — Alfred Observatory, Mauritius. 480*. — Observatory, Greenwich. 480*.
Résumé météorologique: Genève et le Grand Saint-Bernard. 144*.
Rethly, A.: Die meteorologische Station auf der Babiagura. 235.
Revue météorologique: Sud-Ouest de la Russie. 336*.
Rey, M. J.: Luftelektrische Beobachtungen im Graham-Land. 458.
— 144*.
Rheden, J.: Wolkenhöhenmessungen mit Hilfe der Scheinwerferanlage des neuen Wiener Leuchtbrunnens. 497.
— Wolkenhöhenmessungen mit Scheinwerfern. 573.
Rheinprovinz, Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1904 in der —. Polis. 44.
Rhodesia s. Bulawayo.
Riegler, W.: Bemerkenswerte Hagelformen. 514.
Rivière, Ch.: Über den Regenfall in Algier 1868/1905. 453.
Rom, Dauer des Sonnenscheins in —. Hann. 283.
— Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in — und jährliche Periode der Hydrometeore. Hann. 326.
— Ergebnisse 81jähriger Regenmessungen in —. Hann. 455.
Rosenthal, E.: 528*.
Rotch, A. L.: Die vertikale Verteilung der meteorologischen Elemente über dem Atlantischen Ozean. 227.
— Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der Passatregion. 265.
— 144*. 240*. 480*. 528*.
Rougerie: 480*.
Rudel: 144*. 384*.
Rußland, Meteorologische Notizen aus —. 277.

S.

Sachsen-Altenburg, Gewitter in —. 139.
Sack, G.: Beobachtungen über die neutralen Punkte von Babinet und Arago in den Jahren 1903 und 1904. 348.

Digitized by Google

Sahara, Schnee in der algerischen —. Supan. 380.
— Zum Klima der —. 427.
Salomoninseln, Regenfall auf den —. 42.
Salvador, Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und — 1905. Sapper. 562.
Salzburg s. Mattsee.
Samec: Über die Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien. 181.
— 96*.
Sandström, J. W.: 288*.
Säntis, Der Niederschlag auf dem —. Billwiller. 378.
Sapper, K.: Regenmessungen in der Republik Guatemala 1904. 127.
— Antipassat in Westindien und Mittelamerika. 315.
— Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1905. 562.
Sassenfeld, M.: Zur Kenntnis der täglichen Periode der Temperatur in der untersten Luftschicht. 24.
Schaper, E.: 528*.
Scharf, E.: 336*.
Scheinbare Form des Himmelsgewölbes, Prof. Dr. Daublebsky v. Sterneck in Czernowitz: Über die — und die scheinbare Größe der Gestirne. 522.
Schering, K.: 480*.
Schmidt, A.: 288*. 384*.
Schmidt, Ad.: Über die Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen zu Potsdam im Jahre 1905. 370.
— 52*. 192*. 528*.
Schnee, Staubfall-Gelber —. Stiglleithner und Vončina. 170.
— in der algerischen Sahara. Supan. 380.
— Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und —messung durch den Wind. Schubert. 444.
— Okada über die Wärmeleitung des —s. Hann. 555.
Schneedecke, Studien über Erdbodenwärme und —. Schreiber. 238†.
Schneemesser, Ein neuer registrierender —. Hellmann. 337.
Schoentjes, H.: 96*.
Schottische Antarktische Expedition, R. C. Mossman über einige meteorologische Resultate der —. Hann. 450.
Schottland, Dines über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von — und zu Oxshott (Surrey). Hann. 554.
Schreiber, P.: Studien über Erdbodenwärme und Schneedecke. 238†.
Schubert, J.: Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. 444.
— Wärmeaustausch der Seen und Meere. 509.
— Ref. 238.
Schück, A.: Meteorologische Notizen. 414.
— 480*.
Schuster, A.: Sonnenfleckenperioden. 310.
Schwalbe, G.: Ref. 143.
Schweidler, E. R. v.: Luftelektrische Beobachtungen zu Mattsee (Salzburg) im Sommer 1905. Conrad. 319.
— 192*.
Schweiz, Die Niederschläge am 19. und 20. Mai 1906 in der Nordost-—. Billwiller. 475.
Sebelien, J.: Über die Verteilung der aktinischen Sonnenstrahlung über die Erdoberfläche. 174.
Seen, Der Einfluß kleiner — auf die Lufttemperatur. 188.
— Wärmeaustausch der — und Meere. Schubert. 509.
Seychellen s. Victoria.
Shaw, W. N.: 52*. 96*. 288*.
Siegel, F.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Paraná). 321.
Smirnow, D.: 288*.
Sommer, Der — 1906 im südlichen Teile des Stillen Meeres. Bates. 374.
Sommer, E.: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. 189†.
— 144*.
Sonnblick, Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon“ auf dem — mit Potential und Zerstreuung. Conrad. 318.
Sonne, Dunstkreis um die — und den Mond. Reimann. 285.
Sonnenatmosphäre, Über die vertikale Temperaturabnahme in der —. 573.
Sonnenbild, Die Erscheinung des —es beim höchsten Grade der Szintillation. Krebs. 382.
Sonnenfackeln, A. Mascari: Die periodische Veränderung der Sonnenstrahlung, abgeleitet aus den Beobachtungen der —. 463.
Sonnenfinsternis, Magnetische Beobachtungen während der — am 30. August 1905 in Spanien. 237.
— Messungen des Potentialgefälles und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen — am 30. August 1905. Nordmann und le Cadet. 306.
— Über einige Experimente zur Bestimmung der Ionisation der Atmosphäre, die in Algerien anläßlich der totalen — vom 30. August 1905 angestellt wurden. Nordmann. 322.
— Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen — vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms. Conrad. 323.
— Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen — am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. Exner. 344.
Sonnenfleckenperioden. Schuster. 310.
Sonnenflecken-Relativzahlen, Provisorische — für das IV. Quartal 1905 bis III. Quartal 1906. Wolfer. 46. 170. 325. 461.
Sonnenscheibe, Deformation der — beim Sonnenaufgang. Krčmář. 461.
Sonnenschein, Dauer des —s in Padua. Hann. 282.
— Dauer des —s in Rom. Hann. 283.
— Dauer des —s in Christiania. Hann. 283.
— Mögliche und wirkliche —dauer. Großmann. 180.
— Täglicher Gang der —dauer und der Bewölkung in Hongkong. Hann. 465.
Sonnenstrahlung, Über die Verteilung der aktinischen — über die Erdoberfläche. Sebelien. 174.
— Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten — und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. Exner. 344.
— A. Mascari: Die periodische Veränderung der —, abgeleitet aus den Beobachtungen der Sonnenfackeln. 463.
Soul, Regenfall zu —, Korea. 235.
Spanien, Magnetische Beobachtungen während der Sonnenfinsternis am 30. August 1905 in —. 237.

Digitized by Google

Spitzbergen, Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Ost-— 1894/95. 87.
— Temperaturabnahme mit der Höhe auf —. Hann. 418.
— s. auch Bel-Sund.
Sprung, A.: 384*.
Staub, M.: 480*.
Staubfall-Gelber Schnee. Stiglleithner und Vončina. 170.
— in Cattaro. v. Nettovich. 223.
— zu Triest und Abbazia. Mazelle-Tripold. 224.
— in Ragusa. Bijelić. 224.
Staubteilchen, Mikroskopische Untersuchung der —. Janežič. 224.
Steffens, O.: Über die Blitzgefahr in Deutschland von 1854 bis 1901. 468.
Steiermark, Gewitter am 31. Januar 1906 in —. Prohaska. 127.
— Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in —, Kärnten und Krain. Prohaska. 134.
— Gewitterzüge im April und Mai des Jahres 1904 in —. 368.
Steiner, L.: Graphische Methode zur Bestimmung der Insolationsmenge. 294.
— 192*.
Steurich, E.: 384*.
Steward über das Klima von Südafrika. 130.
St. Gertrud, Klima von — im Suldental. Hann. 256.
Stiglleithner, J.: Staubfall-Gelber Schnee. 170.
Stilles Meer, Der Sommer 1906 im südlichen Teile des —es. Bates. 374.
Stockholm, Perioden in der Temperatur von —. Woeikof. 433.
Stöckigt, W.: 528*.
Strahlung, Über —. 127.
— s. auch Bestrahlung, Himmelsstrahlung, Insolationsmenge, Nächtliche Ausstrahlung, Sonnenstrahlung, Wärmestrahlung.
Stratus, Dunstbildung aus —formen. v. Ficker. 31.
Stündliche Intensität, Dauer und — des Regens zu Camden Square London 1881 bis 1904. Hann. 140.
Sturm s. Taifun, Trombe, Wasserhose, Wirbelstürme.
Sturmtheorie, Zur —. Margules. 481.
Stützer, A.: 336*.
Südafrika, Steward über das Klima von —. 130.
— J. R. Sutton, Studien über den Regenfall in —. Hann. 186.
— Regenfall und Bewölkung in —. Hann. 266.
Südatlantischer Ozean, Zur Meteorologie des —s. 383.
Südaustralien, Außerordentlich kaltes Frühjahr 1905 in —. Hann. 232.
Südguatemala, Mittlerer Regenfall in —. Lottermoser. 237.
Südindien, Der tägliche Gang des Luftdruckes in —. Hann. 137.
— Täglicher und jährlicher Gang des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in —. Hann. 277.
— Täglicher und jährlicher Gang der Verdunstung in —. Hann. 428.
— s. auch Kodaikanal.
Südsee, Regenmessungen auf einigen —-Inseln. 316.
Suldental, Klima von St. Gertrud im —. Hann. 256.
Sundell, A. F.: 528*.
Supan: Über die Ergebnisse der Erforschung der höheren Luftschichten über dem Atlantischen Ozean im Sommer 1905. 176.
— Schnee in der algerischen Sahara. 380.
Surinam s. Paramaribo.
Süring, R.: Ref. 50.
Surrey s. Oxshott.
Sutton, J. R.: Studien über den Regenfall in Südafrika. Hann. 186.
— Über den täglichen Gang des Barometers zu Kimberley. Hann. 417.
— 96*. 144*. 288*. 528*.
Swakopmund, Resultate der meteorologischen Beobachtungen in — im Jahre 1904. 177.
Swarowsky, A.: Ref. 523.
Szintillation, Die Erscheinung des Sonnenbildes beim höchsten Grade der —. Krebs. 382.

T.

Tacubaya, Gang der Bodentemperatur zu — (Mexico). Hann. 430.
Tägliche Bestrahlung, Graphische Darstellung der — der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Zöllner. 92.
Tägliche Periode, Zur Kenntnis der — der Temperatur in der untersten Luftschicht. Sassenfeld. 24.
— Über die jährliche und — der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Prohaska. 134.
— der Temperaturschichtung an der Mündung des Jadroflusses in Dalmatien. v. Kerner. 470.
— Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut. Die — des Luftdruckes und der Temperatur in Norwegen. Birkeland. 540.
Täglicher Gang, Der — des Luftdruckes in Südindien. Hann. 137.
— und jährlicher Gang des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in Südindien. Hann. 277.
— Über den — des Barometers auf der Insel Jersey, England. Dechevrens. 281.
— Sutton über den — des Barometers zu Kimberley. Hann. 417.
— Über die Genauigkeit der graphischen Darstellung des —es der Temperatur. Prager. 422.
— und jährlicher Gang der Verdunstung in Südindien. Hann. 428.
— und jährlicher Gang der Bodentemperatur in Tokyo. Hann. 430.
— der Sonnenscheindauer und der Bewölkung in Hongkong. Hann. 465.
— Der — des Regenfalles und die Maxima desselben auf Java. Hann. 518.
Taifun, Der Ponape-— vom 20. April 1905. Krebs. 411.
Teisserenc de Bort, L.: Die vertikale Verteilung der meteorologischen Elemente über dem Atlantischen Ozean. 227.
— Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der Passatregion. 265.
— 52*.
Tellini, A.: 52*.
Temperatur, Verhältnis der — der untersten Luftschicht zu jener der oberen Schichten des Festen und Flüssigen. Woeikof. 1.
— Zur Kenntnis der täglichen Periode der — in der untersten Luftschicht. Sassenfeld. 24.
— der Falklandsinseln 1902. 43.
— Neue Berechnung der mittleren — der Erde und jener der westlichen und östlichen Hemisphäre. Hann. 47.
— Registrierungen der —differenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal“ (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod. Conrad. 129.

Digitized by Google

Temperatur, Der Einfluß kleiner Seen auf die Luft-—. 188.
— Normale Monatsmittel der — und des Niederschlages für den Brocken. Kassner. 300.
— Luft- u. Wasser-—en im Mittelmeere. Hann. 316.
— Über die Genauigkeit der graphischen Darstellung des täglichen Ganges der —. Prager. 422.
— Perioden in der — von Stockholm. Woeikof. 433.
— Marc Dechevrens, S. J. über die — in den Zyklonen und Antizyklonen. Hann. 456.
— Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut. Die tägliche Periode des Luftdruckes und der — in Norwegen. Birkeland. 540.
— zu Maracaibo, Venezuela. 575.
— s. auch Bodentemperatur, Lufttemperatur.
Temperaturabnahme mit der Höhe auf Spitzbergen. Hann. 418.
Temperaturbeobachtungen zu Agaña, Insel Guam, 1902. 280.
— Vierjährige — in Bel-Sund, Spitzbergen. Mohn. 284.
Temperaturgefälle s. Vertikales Temperaturgefälle.
Temperaturgradient s. Vertikaler Temperaturgradient.
Temperaturschichtung, Tägliche Periode der — an der Mündung des Jadroflusses in Dalmatien. v. Kerner. 470.
Temperaturschwankungen, Periodische — bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen. 281.
Temperaturumkehr, Die — mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem niederösterreichischen Alpengebiete. Hann. 507.
Temperaturverteilung, Die wirkliche — in Mitteleuropa. Sommer. 189†.
Teneriffa s. Pik von Teneriffa.
Thévenet: Recherches sur la prévision du temps en Algérie. 94†.
— 52*.
Tokyo, Täglicher und jährlicher Gang der Bodentemperatur in —. Hann. 430.
Toronto, Jährliche Niederschlagsmengen zu — 1845 bis 1903 und Wasserspiegelschwankungen des Ontario-Sees. Hann. 413.
Transvaal, Das neue Observatorium in Johannesburg für den meteorologischen Dienst in —. 43.
— Mittlerer Regenfall an einigen Orten in —. 466.
Treitschke, F.: 480*.
Trevandrum, Regenfall zu —. Hann. 141.
Triest, Staubfall zu —. Mazelle. 224.
— Jährliche Periode der Erdbebenstörungen in —. 232.
— Größte Regenmenge pro Minute in —. Mazelle. 459.
Tripold, J.: Staubfall zu Abbazia. 225.
Trombe, Aufsteigende Luftbewegung in einer —. 133.
Troska, A.: 528*.
Tschadsee, Winde und Jahreszeiten am —. 458.
Tschemulpo, Regenfall zu —. Hann. 234.
Turkestan, Klima und Wetter in —. 44.

U.

Ualan, Regenfall auf der Insel —, Karolinen. 268.
— s. auch Kusaie.
Udden, J. A.: 52*.
Uetrecht, E.: 480*.
Ungarn, Die Schwankung der jährlichen Regenmenge in —. Hegyfoky. 358.
— Die Frühlingsankunft der Vögel und die Witterung in — im Zeitraume 1894 bis 1903. Hegyfoky. 419.
Urfa, Klima von —, Ober-Mesopotamien, nach sechsjährigen Beobachtungen. Christ. 440.
Uruguay, Meteorologische Beobachtungen in Montevideo und in —. Hann. 570.

V.

Venezuela s. Maracaibo.
Verdunstung, Täglicher und jährlicher Gang der — in Südindien. Hann. 428.
Vereinigte Staaten, Warme Welle in den — vom 20. bis 24. Januar 1906. Hanzlik. 131.
Vereinsnachrichten: Jahresbericht und Rechnungsablage der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft für 1905. 215.
— Jahresversammlung der k. k. Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie am 5. Mai 1906. 262.
Veröffentlichungen: Preuß. Meteorologisches Institut. 144*. 240*. 288*. — Hydrographisches Amt, Pola. 480*.
Verslag: Nederlandsch Met. Instituut. 52*.
Vertikale Temperaturabnahme, Über die — in der Sonnenatmosphäre. 573.
Vertikales Temperaturgefälle, Über die Änderung des —s durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse. Margules. 241.
Vertikaler Temperaturgradient, Dines über die —en an der Westküste von Schottland und zu Oxshott (Surrey). Hann. 554.
Vertikale Verteilung, Die — der meteorologischen Elemente über dem Atlantischen Ozean. Rotch und Teisserenc de Bort. 227.
Vesuvasche in Cattaro. Mazelle. 223.
— in Paris. 225.
Victoria, Regenfall auf den Seychellen zu —. 142.
Vincent, J.: Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen. 176.
— Wolkenstudien. de Quervain. 381.
— 240*.
Voller, A.: 528*.
Vončina, A.: Staubfall-Gelber Schnee. 170.
Voß, E. L.: 480*.
Vujević, P.: 336*.
Vulkanausbrüche, Versicherung gegen Wirbelstürme und —. 325.
— s. auch Vesuvasche.

W.

Wagner, A.: 144*.
Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. Schubert. 444.
— Bergwitz über den Einfluß des —es auf die Elektrizitätszerstreuung in der Luft. 567.
Wallén, A.: 336*.
Walter, B.: Über das Nachleuchten der Luft bei Blitzschlägen. 172.
— 384*.
Wärmeaustausch der Seen und Meere. Schubert. 509.
Wärmeleitung, Okada über die — des Schnees. Hann. 555.
Wärmemengen, Über die Größe der solaren —, welche in gegebenen Zeiten beliebigen Breiten der Erde zugestrahlt werden. Hopfner. 385.
Wärmestrahlung, Die tägliche solare — auf einer in beliebiger Breite fest gegebenen Flächeneinheit. Hopfner. 396.
Wärmeumsatz, Über den jährlichen — in Binnenmeeren. Hann. 377.
— Über den jährlichen — in Binnenmeeren. Halbfaß. 509.
— Bemerkungen über den — in Binnenseen. Hann. 512.

Digitized by Google

Warme Welle in den Vereinigten Staaten vom 20. bis 24. Januar 1906. Hanzlik. 131.
Wasserhose auf dem Zuger See am 19. Mai 1905. 134.
—*n*. 371.
Wasserspiegelschwankungen, Jährliche Niederschlagsmengen zu Toronto 1845 bis 1903 und — des Ontario-Sees. Hann. 413.
Watt, A.: Über den Regenfall (Niederschlag) an den Ben Nevis-Observatorien. Hann. 37.
Weber, L.: Ref. 331.
Wegener, A.: 288*.
Wegener, K.: Das meteorologische Ergebnis der 52stündigen Ballonfahrt vom 5. bis 7. April 1906. 289.
— 240*.
Weilenmann, August — †. Maurer. 553.
Weinholz, C.: 240*.
Westermann, R.: 480*.
Westeuropa, Einfluß der ozeanischen Depressionen auf die Niederschläge — s. Caron. 143†.
Westindien, Antipassat in — und Mittelamerika. Sapper. 315.
Westman, J.: 240*. 528*.
Westpreußen, Wald und Niederschlag in — und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. Schubert. 444.
Wetter, Barometer und —. van Bebber. 40.
— Klima und — in Turkestan. 44.
— Das — bei Keilen hohen Luftdruckes im Norden der Alpen. Exner. 163.
Wetterglas, Kämtz über das Barometer als —. Hann. 41.
Wetterkunde, Praktische —. Freybe. 190†.
— Leitfaden der —. Börnstein. 334†.
Wettervorhersage, Untersuchungen über die — in Algerien. Thévenet. 94†.
— s. auch Pronósticos.
Wien, Über die Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in —. Samec. 181.
Wiesner, J.: Über die Änderung des diffusen Lichtes mit der Seehöhe. 182.
— Prof. —s Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten. Exner. 344.
Wilson, C. T. R.: Über den Ursprung der atmosphärischen Elektrizität. 331.
Wind, Wald und Niederschlag in Westpreußen u. Posen und die Beeinflussung der Regen- u. Schneemessung durch den —. Schubert. 444.
—*e* und Jahreszeiten am Tschadsee. 458.
— s. auch Beaufort-Scale, Föhn, Luftstrom.
Winddrehungen, Über — in Kalocsa. Fényi. 351.
Windfahne, Eine neue — mit elektrischer Anzeigevorrichtung. 272.
Windmesser, Ein neuer — für direkte Ablesung. 274.
Windrichtung, Die — auf dem Gipfel des Pik von Teneriffa. Hann. 559.
Windströmungen, Über lokale — in der Nähe der Kanarischen Inseln. Hergesell. 556.
Winter, Strenger — 1905/06 in Mesopotamien. 474.
Wirbelsturm, Bemerkungen über die Zusammensetzung einer geradlinigen Luftströmung mit der Luftbewegung eines —es. Exner. 571.
— Versicherung gegen —e und Vulkanausbrüche. 325.
Witterung, Über die Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen —szuständen in Wien. Samec. 181.
— Die Frühlingsankunft der Vögel und die — in Ungarn im Zeitraume 1894—1903. Hegyfoky. 419.
Woeikof, A.: Verhältnis der Temperatur der untersten Luftschicht zu jener der oberen Schichten des Festen und Flüssigen. 1.
— Regenmenge pro Tag und Stunde in NW-England. 6.
— Bemerkungen über Regendichtigkeit und Regendauer. 8.
— Der Mai 1906 in Nordeuropa. 276.
— Perioden in der Temperatur von Stockholm. 433.
— Regenintensität u. Regendauer in Batavia. 436.
Wolfer, A.: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das IV. Quartal 1905 bis III. Quartal 1906. 46. 170. 325. 461.
Wolken-Studien. Clayden. 50†.
— Über Cirrus—. Der Cirrusschopf am Ballengewölk. Möller. 122.
— Merkwürdige —bildung. Messerschmitt. 132.
— Über die Auflösung einer —decke. v. Ficker. 180.
— Rauschen in den —. Friesenhof. 330.
— Beobachtungen über die Richtung des —zuges in Rom und jährliche Periode der Hydrometeore. Hann. 326.
—-Studien. Vincent. 381.
— Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und — auffangen. Marloth. 547.
Wolkenhöhenmessungen mit Hilfe der Scheinwerferanlage des neuen Wiener Leuchtbrunnens. Rheden. 497.
— mit Scheinwerfern. Rheden. 573.
Wundt, W.: 336*.
Wüstenklima des westlichen Arizona. 466.

Z.

Zerstreuung, Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon" auf dem Sonnblick mit Potential und —. Conrad. 318.
Zerstreuungsmessungen, Über einige — und Bodenluftmessungen in Kiel im Herbst 1905. Kaehler. 253.
Zio, V. de: 384*.
Zöllner, S.: Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. 92.
Zuger See, Wasserhose auf dem — am 19. Mai 1905. 134.
Zugspitze, Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der — im Jahre 1905. 280.
Zuntz, N.: 52*.
Zyklonen, Marc Dechevrens, S. J. über die Temperatur in den — und Antizyklonen. Hann 456.

Berichtigung.

Die Abhandlung über den Sonnenschein in Padua (S. 282) ist von Dr. G. A. Favaro (nicht Alessandro), desgleichen auch die Abhandlung über die normalen Werte der meteorologischen Elemente in Padua (Bibliographie, S. 528).

S. 424, Zeile 22 v. o., Februar-Minimum lies: + 10 — 10 statt + 10 — 5.
S. 424, Zeile 4 v. u., Juni-Minimum lies: + 0.04 statt — 0.04.

Digitized by Google

1906 Januar

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUN 14 1906
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".

Mit einer Textfigur.

INHALT.

Seite
A. Woeikof: Verhältnis der Temperatur der untersten Luftschicht zu jener der oberen Schichten des Festen und Flüssigen 1
Regenmenge pro Tag und Stunde in NW-England 6
Bemerkungen über Regendichtigkeit und Regendauer 8
Karl Exner: Das optische Vermögen der Atmosphäre 10
W. Götz: Fortschreitende Änderung in der Bodendurchfeuchtung 14
Maximilian Sassenfeld: Zur Kenntnis der täglichen Periode der Temperatur in der untersten Luftschicht . . . 24

Kleinere Mitteilungen:

Seite
H. v. Ficker: Dunstbildung aus Stratusformen. Mit 1 Figur . . . 31
Hergesell: Neue Beobachtungen über die meteorologischen Verhältnisse der hohen wärmeren Luftschicht 34
F. Goll: Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen Anden 35
J. Hann: A. Watt über den Regenfall (Niederschlag) an den Ben Nevis-Observatorien 37
W. J. van Bebber: Barometer und Wetter 40
J. Hann: Kämtz über das Barometer als Wetterglas 41
Regenfall auf Grenada 42
Regenfall auf den Solomoninseln 42
Temperatur der Falklandsinseln 1902 43
Meteorologische Beobachtungen in Belize (British Honduras) 1902 . . 43
Das neue Observatorium in Johannesburg für den meteorologischen Dienst in Transvaal 43
Klima und Wetter in Turkestan 44
P. Polis: Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1904 in der Rheinprovinz 44
P. Polis: Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1905 im Regierungsbezirk Aachen 45
Magnetische Störungen am 15. und 16. November 1905 46
A. Wolfer: Provisorische Sonnenfleckenrelativzahlen für das vierte Quartal 1905 46
Tagesmaximum des Regenfalls in England 46
Regenfall in Mexiko 46
J. Hann: Neue Berechnung der mittleren Temperatur der Erde und jener der westlichen und östlichen Hemisphäre 47

Literaturbericht:

Julius Hann: Lehrbuch der Meteorologie. 2. Auflage 49
Arthur W. Clayden: Cloud Studies 50
Bibliographie 51

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Wilh. Lambrecht

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft,
der grossen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

(Georgia Augusta) **Göttingen** *(Georgia Augusta)*

Fabrik für

meteorologische Instrumente
und solcher für Hygiene und Technik.

Gegründet 1859.

Einzigartige Spezialität:

Instrumente zur Wettervoraussage

auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.

Tausende erstklassiger Anerkennungen.

Lambrecht's Instrumente sind gesetzlich geschützt.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache No. 227.

Vertreter an allen grösseren Plätzen
des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch:
C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 1.

Verhältnis der Temperatur der untersten Luftschicht zu jener der oberen Schichten des Festen und Flüssigen.

Von A. WOEIKOF (Petersburg).

Wegen der viel kleineren Wärmekapazität der Luft müssen wir erwarten, daß hauptsächlich die Luft vom Festen und Flüssigen beeinflußt wird und nicht umgekehrt. Jedoch der Einfluß der Luft ist erheblich, wenn große Massen derselben über Land und Meer streichen; bei den Gewässern wird dieser Einfluß noch gesteigert durch die Wellenbildung, welche die von der Luft bestrichene Oberfläche bedeutend vergrößert.

Noch größer ist natürlich der Einfluß, wenn kleine Teile des Festen und Flüssigen lange in der Luft verweilen, denn hier ist die mit der Luft in Berührung stehende Oberfläche groß im Verhältnis zur Masse.

Solche Fälle sind: 1. fallender Hagel und 2. Regen, 3. aus den Wolken fallender und 4. von den Winden erhobener Schnee, 5. die von dem Winde fortgeführte Gischt der Wellen, endlich 6. Staub und kleine Steinchen.

Ich verlasse jedoch diese kleinen von der Masse des Festen und Flüssigen getrennten Teile und kehre zur Oberfläche des Festen und Flüssigen und der darauf lagernden Luft zurück.

Die Beobachtungen auf den Ozeanen haben gezeigt, daß im Mittel die untere Luftschicht etwa um 0.5° kälter ist als die obere Schicht des Wassers. Da die täglichen periodischen, wie auch die unperiodischen Schwankungen der Temperatur des Wassers klein sind und sich langsam vollziehen, so kann die Luft ihnen folgen. Wo kühle Winde vorwalten, wie in den Passat- und Monsungegenden, ist die Abkühlung der Luft im Verhältnis zum Wasser größer als das allgemeine Mittel; wo im Gegenteil warme Winde häufig sind, wie in den Ozeanen der mittleren Breiten, im Herbst und Winter, ist die Luft häufig wärmer als das Wasser.

Diese Verhältnisse werden dadurch erklärt, daß der Ausgleich zwischen Luft und Wasser nicht zustande kommt, weil wärmere bzw. kältere Luft hinzukommt, und diese Luftmassen die Lufttemperatur am Orte sehr stark, diejenige des Wassers aber wenig beeinflussen.

Besonders große Kontraste der Wasser- und Lufttemperatur kommen unter folgenden Umständen vor:

1. Dort wo kalte und warme Meeresströmungen hart aneinander grenzen; am meisten kommt dies in der Nähe von Neufundland vor, wo sich der Labradorstrom und Golfstrom sehr einandern nähern. Bei der Interferenz von Cyklonen und Anticyklonen kommen häufig sowohl kalte Winde auf dem Golfstrom, wie warme auf dem Labradorstrom vor; im ersten Falle ist die Luft viel kälter als das Meer, im zweiten viel wärmer.

2. Wo ein im Winter kalter Kontinent an ein Meer grenzt. Die Winde sind meistens vom Kontinente und bringen eine Luft, welche viel kälter ist als die Ober-

Digitized by Google

fläche des Meeres, in höheren Breiten selbst als die sehr kalter Meere, wenn sie nur nicht gefroren sind. In unserer Halbkugel sind die Meere in der Nähe von Ostasien, dem östlichen Nordamerika und den nördlich davon liegenden Inseln namentlich in einer solchen Lage. In der Nähe Ostasiens muß wohl die Abkühlung der Luft im Verhältnisse zum Meere im Mittel stärker sein, wegen der mehr vorwaltenden winterlichen NW-Winde (Winter-Monsun). Ob in den höheren südlichen Breiten ein eben solcher Kontrast existiert, ist zweifelhaft, denn die vom kontinentalen Eise wehenden Winde erwärmen sich sehr bei dem Abstiege. Die Beobachtungen an den Küsten des Viktorialandes haben denn auch den Föhncharakter der kontinentalen SE-Winde gezeigt.

3. Warme Winde im Sommer von trockenen Kontinenten sind seltener als kalte im Winter, denn im Sommer ist meistens der Luftdruck auf dem Meere höher und es wehen am Tage meist Seewinde. Jedoch ganz fehlen die Landwinde nicht, und wo Land- und Seebrisen alternieren, verspäten sich die ersteren bis zu den späten Morgenstunden und bringen dann sehr warme Luft aufs Meer. Da solche Winde dabei noch, als ablandige, die oberste wärmste Schicht des Wassers wegführen, und kälteres, früher unten liegendes Wasser aufsteigt, so ist der Kontrast zwischen der warmen Luft und der kalten Oberfläche des Meeres um so größer. Nach vorhandenen Beobachtungen ist der schärfste Gegensatz derart an der Küste Senegambiens im Frühling zu finden, wo in der Nähe des Meeres gegen Mittag (Ende des täglichen Landwindes) Lufttemperaturen von 40° vorkommen, während die Oberfläche des Ozeans etwa 20° hat. Vielleicht noch schärfer mag der Kontrast an der Ostküste Afrikas sein. Denn im Sommer ist das Meer bei Ras Hafun sehr kalt, und der ablandige SW bringt heiße Luft. An der Ostküste des Kaspi herrschen oft dieselben Verhältnisse — der ablandige E bringt warme Luft von der Wüste und die Oberfläche des Wassers ist kühl [1]).

In den zwei oben zitierten Fällen haben wir Winde, welche ziemlich beständig in einer bestimmten Jahres- oder Tageszeit wehen. Vielleicht noch größer ist der Kontrast zwischen der relativ kalten Oberfläche des Meeres im Süden Australiens und den zuweilen vom Kontinente her wehenden heißen Winden. Leider sind mir keine in extenso gedruckten Beobachtungen bekannt, welche dies in Zahlen ausdrücken könnten.

Es sind häufig Vergleiche angestellt worden zwischen der Temperatur der Luft und derjenigen der Binnengewässer, in einigen gedruckten meteorologischen Beobachtungen finden sich Zahlen für beide. Die längsten Reihen letzterer Art sind diejenigen von Genf (Rhone am Ausfluß aus dem Genfersee [2]) und dem Parc St. Maur bei Paris (Marne [3]). Diese beiden sehr wertvollen Reihen geben doch nicht die Lufttemperatur über dem Flusse, sondern an einer höheren und in einer, in einigen 100 m Entfernung liegenden Station.

Forel vergleicht die Temperatur der Oberfläche des Genfersees in der pelagischen Region, welche er durch Interpolation findet, auch nicht mit den Lufttemperaturen über dem Wasser des Sees, sondern mit jener in der Nähe des Ufers [4]). Er findet, daß das Wasser im Jahresmittel über 2° wärmer ist als die Luft, im Dezember über 5°, im April und Mai aber etwas kälter. Könnten wir die Luft-

[1]) Während der Karabughaz-Expedition Juni 1897 12,5 bis 13,5.
[2]) Seit vielen Jahren in den Archives des Sciences de Genève.
[3]) Seit 1878 in den Annales du Bureau central météorologique de France.
[4]) Forel, le Leman. Lausanne 1895.

Digitized by Google

temperatur über dem Genfersee mit derjenigen seiner Oberfläche vergleichen, so wäre letztere sicher in allen Monaten im Mittel wärmer gefunden, auch im Frühling, im Winter aber nicht so viel wärmer als in den Tabellen von Forel. Denn die Luft ist im April und Mai durch das Feste erwärmt, im Winter abgekühlt.

Dasselbe gilt für andere kürzere Reihen, mit wenigen Ausnahmen wird die Wassertemperatur von Landseen und Flüssen mit einer Lufttemperatur verglichen, welche vielmehr unter dem Einflusse des nahen Festen, als der Gewässer steht.

Eine Ausnahme machen die Beobachtungen einiger Reisenden, welche die Wassertemperatur mit derjenigen der Luft auf einem Boote verglichen. Aber solche Beobachtungen sind zu vereinzelt.

Die größte Reihe von Mitteln der Temperatur von Flüssen und Vergleichen mit der Lufttemperatur hat Forster gegeben[1]), und seine Arbeit ist um so wertvoller, als sie ein nicht großes Gebiet mit sehr verschiedenen Klassen von Flüssen umfaßt.

Die Oberfläche von Gletscher-, Quellen- und Seenflüssen fand er im Sommerhalbjahr erheblich kälter als die Luft. Natürlich, denn das Wasser wird durch Ursachen abgekühlt, welche auf die Luft nicht oder wenig wirken.

Die vierte Kategorie, die Flüsse der Ebene, haben keine solche Ursachen der Abkühlung und sind im Sommer wärmer als die Luft, mit Ausnahme der Donau bei Peterwardein und der Theiß bei Szegedin.

Diese Ausnahmen sind leicht zu verstehen, auf der ungarischen Ebene ist die Oberfläche des Bodens im Sommer stark erwärmt, ebenso auch die Luft darauf, die tiefen und raschen Flüsse haben dieselbe Temperatur unten und oben, die Oberfläche kann sich nicht so erwärmen wie in Seen.

Ebenso sind auch Nil und Amu-Darja kälter als die Luft[2]), denn sie fließen durch stark erhitzte Wüsten. Die Oberfläche des Bodens erwärmt die Luft, diese Luft streicht auch über den Fluß, während das Wasser durch starke Verdunstung abgekühlt wird.

Viel wärmer als die Luft wurde das Wasser des Amazonas, Kongo und Guayaquilflusses (Ecuador) gefunden[3]). Hier ist die Luft sehr feucht, die Verdunstung kühlt das Wasser also wenig ab, das Wasser erwärmt sich an der Sonne, die Luft aber ist kühl in den benachbarten Wäldern, wo beständiger Schatten ist. Am Unterlaufe des Kongo und Guayaquil werden auch die Winde von dem benachbarten, kühlen Meere die Lufttemperatur herabdrücken.

Die Marne ist ein kleiner seichter und ziemlich trüber Fluß, dessen Oberfläche sich an der Sonne stark erwärmt. Zehnjährige Beobachtungen, 1878 bis 1887, zeigen, daß im Mittel aller Monate die Oberfläche des Wassers wärmer ist als die Luft am nahen Observatorium. Der Überschuß schwankt in den wärmeren sieben Monaten zwischen 1.9 (April) und 2.9 (September). Diese zwei Monate sind die am wenigst bewölkten im Klima von Paris, April zugleich der trockenste; im September ist die Feuchtigkeit der Luft viel größer, und zudem sind die Winde am schwächsten. Die größere Feuchtigkeit der Luft und die Schwäche der Winde mildern die Verdunstung und sind einer großen Erwärmung des Wassers bei dem herrschenden schönen Wetter sehr günstig. Die Oberfläche des Bodens und der Gewächse er-

[1]) Forster, Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas, Sep.-Abdr. aus Geographische Abhandlungen, Bd. V.

[2]) Der Nil in Oberägypten vom Mai bis August um 4.1°, in Nubien um 6.5°, der Amu-Darja in denselben Monaten um 0.7°.

[3]) Amazonas nach Herudan und Gibbon im Jahresmittel um 1.8, Congo 1.4 bis 5.4.

Digitized by Google

kaltet in den langen Septembernächten bei den häufigen Windstillen sehr und damit auch die untere Luftschicht. In den fünf kälteren Monaten sind Lufttemperaturen unter 0° schon im Tagesmittel vorhanden, ich habe solche Tage ausgeschlossen aus dem Vergleiche mit der Wassertemperatur, ebenso auch solche, wo die Lufttemperatur über 0°, die Marne aber gefroren war. Der mittlere Überschuß der Wasser- über die Lufttemperatur beträgt mit diesen Korrektionen: November 1.0, Dezember 0.5, Januar 0.1, Februar 0.5, März 1.0, Jahr 1.8, also eine regelmäßige Abnahme gegen die Mitte des Winters. Die Ursache ist jedenfalls die, daß im Winter hier trübe Witterung mit warmen S-, SW- und W-Winden vorwaltet, welche die Luft stark, das Wasser wenig erwärmen, die kalten Tage des Winters, wo bei N- und E-Winden oder antizyklonischen Kalmen die Luft erkaltet, aber aus der Berechnung ausgeschlossen sind, weil dann die Lufttemperatur unter 0° ist.

In den fünf kälteren Monaten ist die Luft wärmer als das Wasser nur bei warmen Winden und trüber Witterung, im sehr warmen Dezember 1880 war im Monatsmittel die Luft wärmer[1]). In den wärmeren Monaten kommen solche Fälle meistens bei klarer Witterung vor und sind auf die Wirkung des Bodens zurückzuführen, welcher sich rascher erwärmt als die Oberfläche des Wassers. In der folgenden Tabelle bedeutet An die mittlere Zahl der Tage, an welchen die Lufttemperatur im Parc St. Maur im Tagesmittel um 3° oder mehr höher war als diejenige der Marne, AMx. die Mittel der größten Differenzen jeden Monats, der größten Überschüsse der Luft- über die Wassertemperatur (mit + bezeichnet). Bn ist die mittlere Zahl der Monatstage, an welchen die Luft um 5° oder mehr kälter war als das Wasser; BMx. das Mittel der größten Überschüsse der Temperatur des Wassers über diejenige der Luft. Die Monate Januar 1879, 1880, 1881, 1885 1887 und Dezember 1878 und 1879 sind ganz ausgeschlossen wegen der großen Zahl der Frosttage, in den anderen Monaten sind die Frosttage und diejenigen, an welchen die Marne gefroren war, ausgeschlossen.

10 Jahre, 1878 bis 1887.

Monate	An	AMx.	Bn	BMx.
Januar	4.0	+ 5.0	0.6	— 5.0
Februar	2.9	+ 4.6	1.1	— 4.7
März	2.7	+ 3.9	2.0	— 5.6
April	0.9	+ 3.2	2.9	— 6.8
Mai	0.9	+ 3.5	4.4	— 6.9
Juni	0.2	+ 1.6	4.3	— 6.5
Juli	0	+ 1.1	4.4	— 6.7
August	0.1	+ 1.1	3.3	— 6.4
September	0	+ 1.2	5.2	— 7 2
Oktober	0.8	+ 2.8	5.0	— 6.7
November	2.2	+ 4.4	1.6	— 5.6
Dezember	2.3	+ 5.5	0.5	— 5.6
Juni bis September	0.1	+ 1.25	4.3	— 6.7
November bis Februar	2.8	+ 4.9	0.9	— 5.1

Einen besonders regelmäßigen Gang zeigt die Zahl der großen positiven Differenzen (Luft wärmer um $> 3°$), sie ist kleiner als 1 von April bis inkl. Oktober und sie fehlen ganz im Juli und September. Ebenso ist auch die Größe der maximalen monatlichen Differenzen dieser Art regelmäßig abnehmend vom Winter zum Sommer und Frühherbst und wieder zunehmend gegen den Winter.

Nicht ganz so regelmäßig steigt die Zahl der großen negativen Differenzen und das Mittel der größten vom Winter zum Sommer, das Maximum ist auf den

[1]) Im Mittel aller Tage, denn Frosttage fehlten.

Digitized by Google

September gerückt. Ich habe schon oben nachgewiesen, daß die klaren Tage des September mit schwachen Winden einer negativen Differenz günstig sind, das Wasser erwärmt sich stark an der Sonne, während die Luft über dem Boden in den langen Nächten schon erheblich erkaltet. Ich gebe noch die absolute größte positive und negative Differenz in den zwei Gruppen von Monaten:

	A abs. Mx.	*B* abs. Mx.
XI bis II	+ 7.5 (XI)	— 8.6 (XII)
VI bis IX	+ 3.1 (VI, VIII)	— 10.6 (VII)

also ist die Luft im Sommer im Maximum etwas über 3° wärmer als das Wasser und kann mehr als dreifach (10.6) kälter sein. Die Verhältnisse an der Oberfläche des Festen und der darauf lagernden Luft habe ich vor kurzem erwähnt in dieser Zeitschrift [1]).

Daraus ist zu ersehen, daß die Luft 20 cm über dem Boden am Tage über 20° kälter sein kann als die Oberfläche. Selbst im Monatsmittel kann die Luft in 2 bis 3 cm Höhe kälter sein als die Oberfläche des unbeschatteten Bodens [2]).

Auch im Jahresmittel ist die Luft um 3 bis 4° kälter als der unbeschattete Boden in den Tropen und Subtropen [3]).

Warum, fragt es sich, ist im Mittel der Unterschied zwischen Oberfläche des Ozeans und Luft so klein und zwischen Oberfläche des Bodens und Luft in den niederen Breiten so groß?

Jedenfalls darum, weil 1. bei der Erwärmung am Tage, wenn die unterste Luftschicht sehr warm wird, unter dem Einflusse der Bodentemperatur das vertikale Gleichgewicht gestört wird und bald aufsteigende warme und absteigende kalte Konvektionsströmungen entstehen, welche die Erwärmung einer mächtigeren Luftschicht mitteilen, und diejenige der untersten, an den Boden grenzenden, mildern. In der Nacht aber, wo die Abkühlung vorwaltet, ist das vertikale Gleichgewicht desto stabiler, je kälter die unterste Luftschicht zu der darüber lagernden ist. 2. Sind auf den Kontinenten an wenig bewölkten Tagen die Winde stärker am Tage als in der Nacht, oft ist während letzterer Windstille, am Tage starker Wind. Dadurch wird auch die tägliche Erwärmung einer größeren vertikalen Luftschicht mitgeteilt, die nächtliche Abkühlung bleibt unten. Auch die Länge der Zeit, wo die Abkühlung allein herrscht (Nacht), ist bedeutend größer als diejenige der größten Erwärmung (zwei bis drei Stunden im Mittel). Daher nähert sich die Temperatur der untersten Luftschicht in der Nacht sehr derjenigen der Oberfläche des Bodens und der Gewächse. Wie ist aber zu erklären, daß im Winter, an klaren Tagen, namentlich in hohen Breiten, die Thermometer eine bedeutend höhere Lufttemperatur anzeigen, als diejenige der Oberfläche des Schnees? Das bekannteste Beispiel gibt Sagastyr im Lenadelta.

Die Erklärung ist einfach. Es handelt sich hier nicht um die unterste Luftschicht, sondern um Thermometer in der Wildschen Hütte in einer Höhe von 3 m. In dieser Höhe ist die Luft im Winter bedeutend wärmer als über der Oberfläche des Schnees.

Also ist die unterste Luftschicht im Winter der hohen Breiten, bei klarem Wetter und schwachen Winden, also unter den der Ausstrahlung günstigsten Verhältnissen kaum etwas wärmer als die Oberfläche (hier Schnee), im Sommer überall

[1]) Temperatur der untersten Luftschicht. Meteorol. Zeitschr. 1904.
[2]) Probleme der Bodentemperatur. Meteorol. Zeitschr. 1904.
[3]) Ebenda.

Digitized by Google

über dem Festen und selbst im Jahresmittel in den Tropen und Subtropen bedeutend kälter als die Oberfläche (hier Boden, Fels oder Vegetation) oder, wie ich mich früher ausdrückte, als die obere tätige Oberfläche des Festen [1]).

Auch kann die Luft eine viel höhere Temperatur haben als die Oberfläche des Festen, aber dies geschieht unter dem Einfluß von Winden aus wärmeren Gegenden. Dies ist häufiger der Fall in hohen Breiten als in niederen, im Winter als im Sommer, in der Nacht als am Tage und bei trüber Witterung als bei klarer (namentlich am Tage). Anders ausgedrückt, sind solche Fälle häufiger bei Abwesenheit der Sonne am Horizont, und am Tage desto häufiger, je kleiner die Sonnenhöhe und trüber die Witterung.

Wenn hohe Lufttemperatur bei Sonnenschein herrscht, so wird auch die Oberfläche des Bodens und der Binnengewässer erwärmt, und bei hochstehender Sonne mehr als die Luft; scheint aber die Sonne nicht, hat die Luft bei warmen Winden eine Wärmequelle, welche auf Boden und Gewässer nur wenig wirkt.

Ich verglich die Temperatur des Bodens in 1 cm Tiefe in Pawlowsk bei St. Petersburg [2]) und in Tiflis [2]) mit derjenigen der Luft [3]), um 13^h (1^p), in beiden für ein Jahr. In Pawlowsk ($59^3/_4{}^0$ nördl. Br.) war von April bis inkl. August der Boden beständig wärmer als die Luft, früher und später brachten warme Winde bei trüber Witterung zuweilen keinen Überschuß der Lufttemperatur.

In dem sehr warmen Januar 1882 war selbst das Mittel der Lufttemperatur höher, und da in diesem Monate nur an wenigen Tagen Schnee am Boden lag in der Umgebung von St. Petersburg, so konnte die künstliche Entfernung des Schnees keinen erheblichen Unterschied machen. In Tiflis kam ein Überschuß der Bodentemperatur nur je an einem Tage im November und Dezember und dreimal im Januar vor, an den anderen Tagen drang selbst bei trüber Witterung eine erhebliche Sonnenstrahlung durch die Wolken und erwärmte die Oberfläche des Bodens.

Regenmenge pro Tag und Stunde in NW-England.

Von A. Woeikof.

Von der Station Seathwaite, im Seendistrikte Englands, liegt eine Bearbeitung der Aufzeichnungen eines Regenautographen für $1^1/_2$ Jahre (VII 1899 bis XII 1900) vor [4]). Das Instrument registriert ganz kleine Regenfälle nicht, etwa unter 0.1 oder 0.2 E. Z. in 24 Stunden (2.5 bis 5.1 mm), da jedoch in Seathwaite im Mittel von 387 Tagen die mittlere Regenmenge pro Regentag 0.61 E. Z. (15.3 mm) beträgt, so ist der Fehler unerheblich. Es wird die wirkliche Regendauer gegeben.

In der folgenden Tabelle (S. 7) habe ich die von Dr. Mill abgeleiteten Resultate in abgekürzter Form und auf Millimeter reduziert gegeben.

Die ersten vier Zeilen geben die Verhältnisse nach Stufen der monatlichen Regenmenge. Die Stufen sind so gewählt, daß die Grenze dort gezogen ist, wo ziemlich große Intervalle vorkommen (80, 30, 25 mm); dann gebe ich die vier extremen Monate einzeln und das Verhältnis Max.: Min. Es ist leicht zu sehen, daß das Verhältnis der Menge pro Regentag sich mehr der monatlichen Regenmenge als der Menge pro Stunde nähert. Unten gebe ich das Verhältnis Max.: Min., und

[1]) Probleme der Bodentemperatur. Meteorol. Zeitschr. 1904.
[2]) Ohne Vegetation und Schnee.
[3]) In der Wildschen Hütte, 3 m hoch.
[4]) H. R. Mill, Rate of fall of rain at Seathwaite J.-B. Meteorol. Zeitschr. 1905, S. 229. Seathwaite ist bekanntlich eine der regenreichsten Stationen Europas und die Beobachtungen umfassen mehr als 50 Jahre.

Digitized by Google

Regenmenge in Seathwaite:

Monate mit	Mittel	Auf 1 Tag mm	1 Stunde
25—130 mm	87	5.4	1.9
180—210	200	12.1	2.5
240—325	283	15.6	3.0
> 350	445	17.0	3.0
III 1900	25 [1])	2.1 [3])	1.4 [3])
VII 1900	103	5.4 [3])	1.8 [3])
X 1899	324	24.8 [4])	4.0 [4])
XII 1900	656 [2])	23.4 [4])	3.8 [4])
Verhältnis Max. / Min.	17.3 / 1	9.1 / 1	2.4 / 1
Winter	381	15.3	2.6
Frühling	138	9.2	2.3
Sommer	159	9.1	2.3
Herbst	310	15.9	3.1
Jahr	3410	13.1	2.7
Desgl. London (Camden 59 [5])	536	4.1	1.7

zwar a) für die einzelnen Monate, mit Ausschluß des abnormen III 1900, welcher 12 Regentage mit nur 17½ Regenstunden hatte; b) für die vier Stufen, beide für Seathwaite, und c) für das Verhältnis von Seathwaite (als Maximum genommen) und London (desgl. als Minimum), beide für das Jahr.

Verhältnis der Regenmenge:

	Monatliche	Pro Tag	Pro Stunde
a)	6.8 / 1	4.8 / 1	2.2 / 1
b)	5 / 1	3.2 / 1	1.6 / 1
c)	5.7 / 1	3.2 / 1	1.6 / 1

Bei dieser Kombination ist der Unterschied kleiner, jedoch auch so nähert sich die Regenmenge pro Tag mehr der monatlichen Regenmenge als derjenigen pro Stunde. Die in Seathwaite regenreicheren Monate haben also auch eine viel größere Menge pro Regentag, während die Menge pro Stunde nicht viel größer ist als in den regenärmeren Monaten.

Betrachten wir die Jahreszeiten, so stimmen Frühling und Sommer ganz, sie haben kleine Werte aller drei Elemente. Andererseits nähern sich auch Herbst und Winter sehr in der Menge pro Regentag, jedoch hat der Herbst bei erheblich kleinerer Regenmenge eine viel größere Menge pro Stunde als der Winter. Hier ist jedenfalls der Unterschied der Temperatur bemerkbar. Die Regen des Herbstes sind ergiebiger als die Winterregen.

Das Verhältnis Seathwaite zu London für alle drei Elemente ist fast genau dasselbe wie dasjenige der oberen zu der unteren Stufe in Seathwaite. Wie sehr die Regen in Seathwaite den Charakter der Landregen und wie wenig denjenigen der Gewitterregen annehmen, zeigt folgende Tabelle.

Mill hat nämlich alle Regenfälle von ½ E. Z. und darüber besonders berechnet in Stufen von ½ E. Z. (12.7 mm) nach Länge, Dauer und Menge pro Stunde. Ich gebe seine Zahlen etwas abgekürzt und die Stufen abgerundet auf ganze Millimeter.

[1]) Kleinste Menge pro Monat.
[2]) Größte Menge pro Monat.
[3]) Kleinste Menge pro Tag und Stunde.
[4]) Größte Menge pro Tag und Stunde.
[5]) Dieselbe 1½jährige Periode.

Digitized by Google

Zahl	Stufe	Dauer der Regen		Millimeter pro Stunde	
		Mittlere	Kleinste		
	mm	h	h	Mittel	Max.
45	13—25	6	1¼	3.6	10.0
19	26—38	7½	2½	5.1	14.0
11	38—51	9½	4	5.6	10.3
6	51—62	11½	7	5.6	8.6
3	63—76	15	11½	5.1	6.7
4	>76	20	14½	5.1	5.8
88	<13	8	1¼	4.3	14.0

Es ist also klar, daß fast alle die größeren Regenfälle Landregen sind, welche vielleicht für ganz kurze Zeiten etwas intensiver auftreten.

Jedoch ununterbrochene lange Regen sind auch hier selten. In einer Tabelle führt Mill nur 87 Fälle von Regen über 6 Stunden in 1½ Jahren an, 13 über 12 Stunden und 4 über 18. Wenn schon in einem solchen, man könnte sagen Landregenklima und bei einem Regenautographen, welcher nicht die Möglichkeit gab, kleinere Intervalle sicher zu messen, so wenige Fälle ununterbrochener langer Regen vorkommen, so muß man wohl sehr vorsichtig sein, das Vorhandensein von solchen Niederschlägen zu behaupten, wo keine Regenautographen vorhanden sind.

Bemerkungen über Regendichtigkeit und Regendauer.

Von A. Woeikof.

Ich hätte gerne Seathwaite auch mit anderen Orten verglichen, dies ist leider unmöglich. Wohl publizieren einige Observatorien der Tropen wie der mittleren Breiten die Regenmengen, welche in je einer Stunde gefallen sind, und geben ausgezeichnetes Material für Untersuchungen der täglichen Periode der Regen, wie es z. B. in Hanns Lehrbuch der Meteorologie geschehen ist, der Zweck, den ich verfolge, wird aber nicht erreicht, man kann nur entnehmen, wie oft es in dieser oder jener Stunde geregnet hat und wieviel Regen gefallen ist. Die eigentliche Regendauer erfahren wir aber nicht. Jemehr die Gewitterregen vorwalten und je trockener das Klima, desto kürzer sind in der Regel die Regen, desto weniger können wir aus den stündlichen Beobachtungen die wirkliche Regendauer erfahren.

Es wäre höchst wichtig, eine Sammlung von Bearbeitungen der wirklichen Regendauer und Regenmenge in kurzen Perioden zu erhalten, und zwar nicht nur von Platzregen, wie dies vom preußischen Meteorologischen Institute und dem amerikanischen Weather Bureau geschieht, sondern für alle Regen.

Für sehr trockene Gegenden, wo in der Regel die Regen sehr kurz sind, können nur Aufzeichnungen von Regenautographen großen Modells dienen, sonst erhalten wir zu ungenaue Data.

Ich will versuchen, einige Typen in dieser Hinsicht aufzustellen. Starke Regen nenne ich solche, welche viel Wasser in kurzen Intervallen geben, z. B. eine oder fünf Minuten.

Bedingungen für starke Regen sind aufsteigende Luftströme und große absolute Feuchtigkeit. Die relative Feuchtigkeit ist nicht so wichtig, doch auch sie ist von Belang, denn in trockener Luft verdunstet der Regen. In sehr trockenen Wüsten- und Steppengegenden kann selbst ein starker Regen die Erde nicht erreichen, wenn er aus hohen Wolken fällt, häufiger noch werden nur kleine Teile des Regens die untere Luftschicht erreichen.

Lang andauernde Regen sind namentlich dort häufig, wo die relative Feuchtigkeit groß ist.

Digitized by Google

Typus A. Gewitterregen feuchterer Gegenden.
Kurze starke Regen.

Am reinsten in einigen Tropengegenden ausgebildet; von Stationen mit Regenautographen nenne ich San José Costarica. Fast die ganze Menge fällt zwischen 12 und 21h.

Bedingungen: Aufsteigende Luftströme und große absolute Feuchtigkeit.

Typus B. Regen trockener Gegenden.
Sehr kurz und meistens mäßiger Stärke.

Hier sind die Bedingungen aufsteigender Ströme, der vertikalen bei starker Erwärmung der untersten Luftschichten, wie auch der die Cyklonen begleitenden, gegeben, aber die kleine relative Feuchtigkeit hindert oft die Kondensation, oder läßt sie nur in höheren Luftschichten zustande kommen, und die Verdunstung läßt oft nur einen Bruchteil des kondensierten Wassers zur Erde gelangen, oder sogar nichts.

Zentralasien im Sommer zeigt uns das ausgedehnteste Gebiet dieser Art. Der Luftdruck ist niedrig, es wehen keine beständigen, der Kondensation feindlichen Nordwinde und doch sind die Regen selten, kurz und meistens von nur mäßiger Stärke.

Zuweilen sind in solchen sehr trockenen Gegenden fruchtbare Platzregen beobachtet worden, so in den Steppen und Wüsten im Südwesten der Vereinigten Staaten und in Sind, der Wüstengegend im Nordwesten Indiens. Jedoch diese Ausnahmen bestätigen die Regel, denn nahe an diesen trockenen Gebieten sind sehr stark erwärmte Meere (Kalifornischer Meerbusen, nördlicher Indischer Ozean), von woher warme und feuchte Luft kommt.

Typus C. Monsunregen in der stärksten Entwickelung.
Langandauernde Regen, aber mäßiger Stärke.

Besonders typisch an den Bergabhängen an der Luvseite in Indien, wie Cherrapungi in den Khassia Hills, Mahableshwar oberhalb Bombay. Hier mag der Regen tagelang dauern, während z. B. auf den Ebenen Indiens die Regen durch kleine schwache Cyklonen bedingt sind, welche bei der warmen und sehr feuchten Luft große Regenmengen liefern.

Batavia gehört im Januar und Februar (Höhe des NW-Regenmonsuns) zu diesem Typus, jedoch in abgeschwächtem Maße, im Oktober und November zum Typus A (Gewitterregen).

Typus D. Regen höherer Breiten, namentlich im Herbst und Winter.
Lang andauernd, aber meistens schwach.

Die große relative Feuchtigkeit, bei kleiner absoluter, erklären diese Verhältnisse. Gut entwickelt in der Ebene im Norden Europas im Herbst und Winter. Selbst Cyklonen bewirken in diesen Jahreszeiten höchstens mäßige Regen. In höheren Breiten der südlichen Halbkugel (55 bis 70° S. Br.) herrscht dieser Typus das ganze Jahr.

Die Luft ist so feucht, daß auch eine schwache aufsteigende Bewegung Niederschläge bewirkt, ja daß sie auch ohne eine solche entstehen, durch Abkühlung an Ort und Stelle, Mischung von Luftmassen verschiedener Temperatur und Transport

Digitized by Google

der Luft in kältere Gegenden (bei den vorwaltenden warmen Winden von Südwest in der nördlichen und von Nordwest in der südlichen Halbkugel).

Ich habe schon oben bemerkt, daß in einigen Gegenden nicht derselbe Typus das ganze Jahr herrscht. So gehört die osteuropäische Ebene in der kälteren Jahreszeit zum Typus D, in der wärmeren zu A und B. Je weiter nach Süden, desto schärfer sind im Sommer die Typen A und B entwickelt, desto länger herrschen sie, wobei B hauptsächlich in dem trockenen Südosten herrscht, A in dem feuchteren Südwesten. Je weiter nach Norden und Nordwesten, desto schärfer ist der Typus D im Herbst und Winter vorhanden, desto länger herrscht er. Im Norden kommen selbst im Hochsommer lang andauernde Regen mäßiger Stärke vor.

Selbst in den Tropen sind Gegenden vorhanden, wo die Regen dem Typus D angehören, so in der Nähe der Westküste Südafrikas und Südamerikas (hier heißen die fast allein herrschenden, langdauernden, sehr schwachen Nebelregen Garuas). Cyklonen fehlen ganz, ebenso im Winter aufsteigende Luftströmungen, durch Überwärmung der unteren Luftschicht erzeugt.

Die Typen können kurz charakterisiert werden in folgender Art:

Typus	Dauer der Niederschläge	Ergiebigkeit
A	kurz	sehr stark
B	sehr kurz	mäßig
C	lang	mäßig, bis stark
D	lang	schwach

Natürlich können wir jetzt die Verhältnisse nur ganz allgemein charakterisieren. Wir brauchen Beobachtungen mit großen, ununterbrochen registrierenden Regenmessern und entsprechende Bearbeitung der Beobachtungen.

Das optische Vermögen der Atmosphäre.

Von Karl Exner.

Schon im Jahre 1881 habe ich die vollständige Erklärung aller jener zahlreichen Phänomene mitgeteilt, die als Szintillationserscheinungen zu bezeichnen sind. So die Erscheinungen in Aragos Szintillometer, das Kepplersche Phänomen, Dufours Beobachtungen an der aufgehenden Sonne, das Phänomen des Marius, die Beobachtungen Mossottis, die Zitterbewegung der Fixsterne, Newtons Szintillationszerstreuungskreis, das Phänomen der fliegenden Schatten, die terrestrische Szintillation, die Bewegungsrichtung der Szintillation usw.

Ich habe ferner gezeigt, wie die Szintillation entsteht durch stets veränderliche und in Bewegung befindliche Luftschlieren in der Atmosphäre, ein Durcheinanderfließen kälterer und wärmerer Luftströmchen, so daß ein durch die Atmosphäre gehender Lichtstrahl beständig seine Richtung durch Brechung etwas ändert und eine Art Schlangenlinie beschreibt.

Dies war auch im wesentlichen schon die Meinung der Forscher Hooke, Newton und Young.

Da ich die Richtigkeit der von mir gegebenen Erklärung der Szintillation außer Zweifel gesetzt habe[1]), muß gefolgert werden, daß die ursprünglich ebenen, von einem Fixstern kommenden Lichtwellenflächen bei ihrem Durchgange durch die

[1]) Sitzber. Akad. d. Wissensch. Wien 1881.

Digitized by Google

Atmosphäre beständig durch Brechung kleine Verbiegungen erleiden, wie Jamin zuerst erkannt hatte.

Ich habe an der Sternwarte zu Wien diese beim Durchgange durch die Atmosphäre entstehenden Verkrümmungen der Lichtwellen auch vermessen nach einer eigenen, auf die Beugung des Lichtes gegründeten Methode. Hierbei erhielt ich bei 26 zu verschiedenen Zeiten angestellten Messungen Krümmungshalbmesser der Lichtwellenflächen von 1817 bis 19380 m Länge.

Auch die Erstreckungen längs der Lichtwellenflächen der konvex oder konkav gewordenen Teile der Lichtwellenflächen sind von mir in Wien an zwei Abenden der Größenordnung nach bestimmt und mit einem Decimeter an Größe vergleichbar gefunden worden.

Aus diesen gemessenen Krümmungen und Erstreckungen konnte dann weiter gefolgert werden, daß die Abweichungen von der Ebenheit der durch die Atmosphäre gegangenen Lichtwellenflächen äußerst gering waren, so daß der Pfeil oder die Vertiefung einer Unebenheit im allgemeinen mit der Größe einer Lichtwellenlänge vergleichbar gefunden wurde.

Die Größe der Ablenkungen der Lichtstrahlen nach ihrem Durchgange durch die Atmosphäre beträgt im allgemeinen einige Sekunden.

Von den angeführten Szintillationserscheinungen will ich hier auf das Newtonsche Phänomen näher eingehen. Betrachtet man einen Fixstern durch ein großes Instrument bei hinreichend verkleinerter Öffnung des Instrumentes, so scheint der Stern beständig unregelmäßige Schwingungen innerhalb einer begrenzten Fläche auszuführen. Versieht man ferner das Objektiv des Instrumentes mit einer Kappe, die mehrere solche Öffnungen enthält und schiebt das Okular ein, um die einzelnen Lichtbündel getrennt beobachten zu können, so erhält man so viele Bilder des Sternes, als Öffnungen vorhanden sind. Liegen die Öffnungen der Kappe einander nicht zu nahe, so vollführen die Bilder ihre Bewegungen völlig unabhängig voneinander. Man ersieht hieraus leicht, was sich ergeben muß, wenn ein Fixstern durch ein Instrument von hinreichend großer Öffnung betrachtet wird: Das Zusammentreffen aller jener Bewegungen hat zur Folge, daß das punktförmige Bild des Fixsternes sich in eine helle, völlig ruhige Scheibe von einigen Sekunden Durchmesser verwandelt. Dies ist das von Newton beschriebene und erklärte Phänomen.

Die Wirkung der Atmosphäre bei Beobachtung der Fixsterne durch große Instrumente ist also analog der Wirkung einer ungenauen Einstellung des Okulars und kann nicht beseitigt werden. Daher müssen in einem Fernrohre von großer Öffnung ausgedehnte Objekte, wie die Planeten, um so undeutlicher erscheinen, je größer jene Zerstreuungskreise sind, als welche die Fixsterne erscheinen.

Der horizontale Durchmesser dieses Zerstreuungskreises betrug bei Messungen, die von verschiedenen Forschern unter verschiedenen Umständen angestellt wurden, 1 bis 15 Sekunden.

Schon im Jahre 1887 habe ich in den Astronomischen Nachrichten darauf aufmerksam gemacht, daß jedem Orte auf der Erdoberfläche eine bestimmte Szintillationskonstante zukommt, der mittlere horizontale Durchmesser jenes Zerstreuungskreises, und habe darauf hingewiesen, daß die Kenntnis dieser Konstante bei Beurteilung der Tauglichkeit eines Ortes zur Errichtnng eines Observatoriums von Nutzen sein könne.

Man kann daher, analog zu Foucaults Definition des „optischen Vermögens eines Fernrohres", den reziproken Wert der durchschnittlichen Durchmesser der

Digitized by Google

Zerstreuungskreise, als welche die Fixsterne an einem gegebenen Beobachtungsorte erscheinen, als das optische Vermögen der Atmosphäre dieses Ortes bezeichnen.

Diese Erwägung gab den Ausgangspunkt zu messenden Studien über das Newtonsche Phänomen, die in den Jahren 1901 und 1902 an der kgl. Sternwarte zu München mittels des $10^1/_2$zölligen Refraktors dieser Sternwarte mit gütiger Erlaubnis des Herrn Professors Seeliger von mir und von meinem Mitarbeiter Dr. Villiger durchgeführt wurden.

Messungen ergaben zunächst:

1. Mit der Zenitdistanz wachsen die horizontalen Fixsterndurchmesser D und die Wellenbewegung am Mondrande. Diese Zunahme der horizontalen Sterndurchmesser (D) mit der Zenitdistanz wurde zuerst von Herrn Egon R. v. Oppolzer bemerkt. Es ergibt sich dieselbe auch direkt aus der von mir gegebenen Erklärung der Szintillation.

2. Sterne ungleicher Größe zeigen unter sonst gleichen Umständen angenähert gleiche Durchmesser D.

3. Die Zitterbewegung eines Fixsternes bei hinreichend reduzierter Öffnung des Instrumentes stimmt merklich überein mit dem Durchmesser D des Sternes bei voller Öffnung des Instrumentes.

4. Steht ein Fixstern in der Nähe des Mondes, so ist der Sterndurchmesser D gleich der Wellenbewegung des vertikalen Mondrandes.

Es wurden im ganzen bei 300 solche D-Messungen in München durchgeführt.

Mit Rücksicht auf Satz 1, nach welchem der horizontale Durchmesser eines Fixsternes (D) von der Zenitdistanz abhängt, empfiehlt es sich, die Messungen zur Bestimmung des optischen Vermögens (OV) auf eine begrenzte Zenitdistanz zu beziehen und wird die wahre Zenitdistanz von 70 bis 80° vorgeschlagen.

Sterne ungleicher Größe sollen nach der gegebenen Erklärung der Szintillation unter sonst gleichen Umständen gleiche D zeigen. Nach Satz 2 ist dies nur angenähert der Fall, die lichtschwachen Sterne zeigen etwas zu kleine D. Es rührt dies offenbar daher, daß bei den letzteren die peripherstenTeile des Sternscheibchens wegen zu geringer Lichtstärke nicht wahrgenommen werden, obwohl sie vorhanden sind. Um diese Ungenauigkeit zu vermeiden, kann man bei lichtschwachen Sternen statt D die horizontale Komposante der Zitterbewegung des Sternes (Doppelamplitude) messen, die dem D gleich ist, wo dann die Größe des Sternes gleichgültig ist.

Verwendet man also zur Bestimmung des OV eines Ortes die Methode der D-Bestimmung, so wird man mit Vorteil Sterne von angenähert gleicher Größe zu verwenden haben und es wird vorgeschlagen, Sterne von 3. bis 5. Größe zu verwenden.

Man könnte aber zur Bestimmung des OV auch in anderer Weise verfahren. Da nämlich nach Satz 3 die Zitterbewegung eines Fixsternes, die sich bei hinreichend reduzierter Öffnung des Instrumentes zeigt, merklich übereinstimmt mit dem horizontalen Durchmesser D des Sternes bei voller Öffnung, so kann man zur Bestimmung des OV statt D auch den horizontalen Spielraum der Zitterbewegung des Fixsternes bei hinreichend verkleinerter Öffnung des Instrumentes messen. Hierbei wird man unabhängig von der Helligkeit der Sterne und der freien Öffnung des Fernrohres.

Die in München mit dem Refraktor von $10^1/_2$ Zoll Öffnung durchgeführten D-Messungen wurden nicht speziell zur Bestimmung des OV des Ortes, sondern zu

Digitized by Google

verschiedenen Zwecken angestellt. Gleichwohl gestattet die große Zahl der Messungen eine hinreichend genäherte Bestimmung des OV des Ortes.

Um den Einfluß der Sterngröße auf die D-Bestimmungen abschätzen zu können, wurden von den angestellten D-Messungen alle jene zusammengestellt, die sich auf Sterne 2. Größe und wahre Zenitdistanzen von 70 bis 80° beziehen und ebenso verfahren mit den Sternen 4. und mit jenen 6. Größe. Es ergab sich in allen drei Fällen in erster Näherung für das optische Vermögen der Atmosphäre der Sternwarte in München: OV = $^1/_3$″ oder kürzer ausgedrückt: OV = $^1/_3$. Dasselbe Resultat ergab sich auch, wenn sämtliche angestellte Messungen auf ganze Sekunden gekürzt und das Mittel genommen wurde.

Der Begriff des optischen Vermögens der Atmosphäre kann auch im weiteren Sinne gebraucht werden. Wenn beispielsweise Carlini bei Beobachtungen am Polarstern 10 bis 12″ als Sterndurchmesser erhielt, so war zur gegebenen Zeit und in der gegebenen Himmelsrichtung das OV der Atmosphäre = $^1/_{11}$.

In einem analogen Falle erhielt Struve einen Durchmesser von 8″, entsprechend einem OV = $^1/_8$.

Montigny fand als größte Amplitude der Zitterbewegung entfernter terrestrischer Objekte 25″, entsprechend einem OV der eingeschalteten Luftstrecke = $^1/_{50}$. Für den Spielraum der Wellenbewegung des Mondrandes wurde an der Sternwarte zu Wien bei drei zu verschiedenen Zeiten angestellten Messungen 15, 10, 14″ gefunden. Dies entspricht für die gegebenen Zeiten und Richtungen einem OV der Atmosphäre = $^1/_{15}$, $^1/_{10}$, $^1/_{14}$.

Douglass und See erhielten auf dem Lowell-Observatory als doppelte Amplitude der Zitterbewegung der Fixsterne 1 bis 4″, entsprechend einem OV = 1 bis $^1/_4$. Wenn schließlich Secchi bei ruhigster Atmosphäre unter den günstigsten Verhältnissen Roms Doppelsterne von $^1/_2$″ Distanz getrennt wahrnahm, während bei unruhiger Atmosphäre der Durchmesser des größeren Sternes 8″ erreichen konnte, so kann man sagen, daß am gegebenen Orte, zur gegebenen Zeit und in der gegebenen Richtung das OV im ersten Falle größer als 2 war und im zweiten Falle = $^1/_8$.

Die Bestimmung des OV der Atmosphäre eines Ortes an der Erdoberfläche ist mit dem Aufwande einer nur geringen Mühe verbunden. Es würde zu einer angenäherten Bestimmung genügen, durch ein Jahr in jedem Monate einmal einige D-Messungen nach den Weltgegenden an Sternen 3. bis 5. Größe bei 70 bis 80° wahrer Zenitdistanz vorzunehmen.

Wie erwähnt, habe ich schon im Jahre 1887 gezeigt[1]), wie man durch Vermessung der horizontalen Sterndurchmesser (D) das optische Vermögen der Atmosphäre eines Ortes auf der Erdoberfläche bestimmen könne. Ein analoges Verfahren hat Herr P. Lowell später in der Vierteljahrsschrift der Astronomischen Gesellschaft im Jahre 1902 mitgeteilt unter dem Titel: „On a standard scale for telescopic observations and on expeditions for ascertaining the best location of observatories“. Es wird daselbst, wie ich dies schon früher getan habe, die Güte der Atmosphäre zu astronomischen Beobachtungen an gegebenem Orte bestimmt nach dem Aussehen, das die Fixsterne daselbst zeigen und wird des weiteren eine Skala aufgestellt für dieses Aussehen wie folgt:

---

[1]) Met. Zeitschr. 36, S. 412.

Digitized by Google

With a 6-inch glass —

0 Disc and rings confused and enlarget.
2 Disc and rings confused but not enlarget.
4 Disc defined; no evidence of rings.
6 Disc defined; rings broken but traceable.
8 Disc defined; rings complete but moving.
10 Disc defined; rings motionless.

Es ist ersichtlich, daß diese Methode keine eigentlichen Messungen, sondern nur Schätzungen gestattet.

Fortschreitende Änderung in der Bodendurchfeuchtung.

Von Prof. Dr. W. Götz (München).

Die Frage nach der unveränderten Beschaffenheit unseres Klimas in der rezenten Zeit, d. h. seit dem völligen Ende des Diluviums oder des Pleistocän, hat noch keine allgemein anerkannte Antwort erhalten. Wir hören noch in neuester Zeit hervorragende Fachmänner nachdrücklich dafür eintreten, daß z. B. Wasserführung und Niederschläge in den historisch bekannteren Gebieten seit Jahrtausenden sich gleich blieben, wie man solches bei minder zahlreichen Forschungsergebnissen schon im 7. und 8. Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts lebhaft behauptete. Demgegenüber finden in stattlicher Anzahl Forscher von bedeutendem wie von bescheidenem Ruf, daß in jenen beiden Eigenschaften der Länderausstattung ein Rückgang in der gemäßigten und subtropischen Zone [1]) unzweifelhaft sich ergab. Aber bei dem wohl noch lange fortzuspinnenden Gegensatze, in welchem die historischen Erläuterungen der Wasserminderung dieser Gebiete zueinander stehen, müßte man die Nebenstehenden noch lange ohne befriedigende Auskünfte lassen. Insbesondere aber werden unter anderem durch solches Ja und Nein die Anschauungen über die Möglichkeit der Wiederherbeiführung des früheren, mit mehr Befeuchtung gesegneten Zustandes dieses und jenen Landes oder Gebirges nicht zuverlässig begründet oder widerlegt, eine Sache von größter praktischer Tragweite, wenn sie in das Bereich politischer Besitz- und Machtfragen gelangt.

Daher legte sich uns der Gedanke nahe, unter vollster Anerkennung des inneren Rechtes historisch-geographischer Länderkunde nach Gründen umzusehen, welche nicht der Erläuterung durch völkergeschichtliche Umstände und damit der individuellen Auffassung unterstellt wären, sondern die Minderung der Niederschläge, auch die der Luftfeuchtigkeit aus physikalischen Tatsachen hervorgehen lassen. Denn darum handelte es sich allerdings für den Verfasser, seine historisch-geographisch neuerdings begründete Überzeugung von der Minderung des Wassers auf dem Festboden auch durch physikalische Gründe zu stützen, wenn wirklich die Gesamtheit jener konkreten Tatsachen nicht zureichen sollte, von welchen Notiz zu nehmen er in einer Übersicht über die Mittelmeerländer und Mitteleuropa vor kurzem die Öffentlichkeit ersuchte [2]).

---

[1]) In der tropischen Zone kann deshalb doch die Menge und Stärke der Niederschläge unverändert bleiben. Diese Auffassung vertritt übrigens auch Supan, siehe Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft 124, S. 36.

[2]) Historische Geographie, Grundlinien und Beispiele. Wien, Deuticke, 1904.

Digitized by Google

Ruht aber auch das Schwergewicht unserer heutigen Ausführung in den Naturtatsachen, so können wir doch einiger ländergeschichtlicher Änderungen nicht ganz geschweigen, weil sie zugleich bestimmte und kräftige Zeugnisse physikalischer Art an die Hand geben. Durch beiderlei Argumente soll zunächst die Wahrheit hervorgehoben werden, daß der heutige Festbodenbewohner über weniger Wasser frei verfügt, als sein Vorgänger vor etlichen Jahrtausenden, ja zum Teil als vor 500 Jahren, vor allem, weil das Wasser in den höheren Bodenlagen langsam schwindet.

A. Von den Vorgängen, welche im Aussehen der Länder während einer längeren Reihe von Jahrhunderten als historische Veränderungen hier nicht abseits gelassen werden können, mögen diese auch von noch so populärer Anerkennung vertreten sein, haben wir mindestens die Einschränkung der Waldfläche und die der ruhenden Wasser hervorzuheben.

1. a) Die Bekleidung der Länder mit Wald, welche sich nach dem Pleistocän mehrere Jahrtausende lang fast ganz ungestört von den spärlichen Siedelungen des neolithischen Menschen vollziehen konnte, sodaß nur See, Sumpf oder mikroskopische Feinde entgegen waren, mußte den Ernährungs- und Kulturbedürfnissen der Völker zum größeren Teile weichen. Gewiß wurde eine nach hunderttausenden von Quadratkilometern zu zählende Gesamtfläche Wald im Gesamtbereich der Mittelmeerländer und Europas seit 2000 bis 2500 Jahren beseitigt. Zudem ist ja nicht nur in horizontaler Richtung eine solche Entforstung geschehen, sondern wir sehen auch eine bemerkenswerte Abnahme bei vertikalem Aufsteigen sich vollziehen. Denn die obere Baumgrenze ist erweislich seit etlichen Jahrhunderten gesunken [1]), wie dies für die Alpen mannigfach festgestellt wurde, auf dem Balkan, der Tatra und im schottischen Hochland erweislich ist. Auch diejenigen, welche es für ihre wissenschaftliche Pflicht ansehen, hierfür wiederum nur die Bewohner verantwortlich zu machen, beheben hierdurch den Umstand nicht, daß nach dieser Richtung die Waldfläche beträchtlich reduziert worden ist; man könnte freilich kaum eine Anfangszeit dieser Verlegung der Waldgrenze erschließen.

Wenn wir soeben die Entforstung durch den Menschen und seine Herdentiere (die Zähne und Huftritte der Tiere zerstörten ehedem weit mehr Waldbestand als die Axt und das Feuer) als so weitgehend bezeichneten, so geschieht dies angesichts der ganz zutreffenden Mahnung, man solle z. B. über die kaum unterbrochene Wald- und Sumpfdecke Germaniens keine so übertriebenen Vorstellungen hegen, wie sie nicht selten bemerkbar werden. Die Siedelungen unserer Voreltern in Mitteleuropa waren gewiß zur Zeit des Tacitus zahlreich, das Waldweideland und das in Wechselwirtschaft bebaute Areal im Verhältnis zur Bevölkerungszahl beträchtlich. Aber eine nähere Kenntnisnahme von den Waldschenkungen durch die Fürsten, von den Rodungen durch Dom- oder Klostergeistlichkeit, sowie von seiten großer Grundherren belehrt uns z. B. in Frankreich, in Deutschland samt Böhmen und in England über eine mächtig ausgedehnte Verbreitung der forstlichen Länderbedeckung. Auch in Rußland gab es mindestens in prähistorischer Zeit längs aller Flüsse eine bedeutend weiter südlich reichende Erstreckung des Waldes als heute, wie durch die Feststellung von Waldboden an diesen Tallinien erwiesen ist. Bei der wissenschaftlichen und literarischen Pflege, welche die Bodenkunde in Rußland bisher fand, ohne Zweifel mehr als in Deutschland, haben wir keinerlei Veranlassung

[1]) Historische Geographie, S. 248 und 282; dazu Réclus, La Terre, II, p. 495f.

Digitized by Google

dortigen Unterweisungen (diesbezüglich durch Dokutschajew) zu mißtrauen. Um aber auch weit ab von da den Vorgang der Waldminderung sich zu vergegenwärtigen: es kann doch z. B. die immense Mehrung der Ackerbaubevölkerung Chinas nicht im Lande vor sich gegangen sein, ohne daß die in allen niederen und vielen mittleren Zonen ohne Zweifel verbreiteten Gehölze und Wälder auf ihre notdürftigste Raumfläche reduziert wurden. — Den Rückgang der oberen Waldgrenze aber erkennen wir im wesentlichen als ein Symptom für das Schwinden des Wassers in den höheren Bodenlagen und nicht als eine wieder zu beseitigende Wirkung des höher als früher gehenden Kleinviehes oder gar der Rinder. Daß aber etwa durch spontane Wiederbewaldung oder vom Menschen bewirkte Aufforstung ein irgendwie beachtenswerter Ersatz beschafft worden wäre, wird abzulehnen sein, da man doch nicht vereinzelte unbedeutende Vorkommnisse, wie z. B. etliches vormaliges Flurareal in den Vogesen oder im oberen Wesergebiet, hier in wirksame Verwendung bringen kann.

Für die Frage nach dem Schwinden von Wasser in den oberen Bodenlagen wäre nun aber die Beseitigung des Waldes anscheinend negativ zu verwenden, als man auf das Freiwerden von Wasser für den Boden hinzeigte, da doch die Waldbäume selbst eine große Menge der Bodenfeuchtigkeit ständig beherbergen. Dazu hindert der Wald ein weiteres Quantum Wasser, in den Boden einzusickern, da es durch Zweige und Blätter aufgehalten wird und an ihnen verdunstet oder in der Waldstreu ähnliches erfährt. „Die Wälder sind die größten Wasserkonsumenten und trocknen den Boden am meisten aus", sagt E. Ebermayer[1]). Wie günstig wird also die Abforstung auf den Wasservorrat der Bodendecke wirken! Erwiesen wurde demgemäß von demselben Autor[1]), daß die Wälder zur Speisung des Grundwassers weniger beitragen als unbebaute Bodenflächen. Allein es verdunstet auch im Freiland in der wärmeren Jahreszeit beträchtlich mehr als im Walde[2]); sodann dringt in jenem das Regenwasser rascher in größere Tiefe ein, als wenn es seinen Weg durch die Kronen der Bäume und durch die Streulage hindurch in den Untergrund finden muß. Es bleibt daher jedenfalls den obersten Bodenlagen, wenn sie nicht eine andere Beschattung erfahren, nicht mehr Wasser als dem Waldboden. Zudem sind sehr ausgedehnte Flächen des Waldes in Ackerland umgestaltet worden, wodurch im besonderen das Vordringen des Sickerwassers nach unten mit der Zunahme der Verwitterungsschicht begünstigt wird.

b) Den anderen belangreichen Faktor für die Minderung der Bodenfeuchtigkeit, aber auch der Verdunstung, erkennen wir in dem Aufhören einer mächtigen Gesamtfläche von Wasser, da so viele, viele Seen und Teiche seit dem Diluvium verschwunden, erstere in den meisten Erdregionen beträchtlich kleiner geworden sind. Diese Tatsache wird doch wohl von keinem Geographen bestritten, zumal der Vorgang nicht nur in den hier ins Auge gefaßten geographischen Breiten, sondern auch in den Tropen Afrikas sehr kräftig stattfindet[3]). Dazu kommt aber noch die wiederum nach hunderttausenden von Quadratkilometern zu berechnende Entwässerung von Mooren und Sümpfen unseres Erdteils. Umfaßt ja doch schon die heuer fast zu Ende geführte Kultivierung der Sumpfsee- und Moorfläche der Polesje am Pripjet südwestlich der Beresina allein über 60000 qkm! Aus allen Sumpfflächen,

[1]) „Der Einfluß der Wälder auf Bodenfeuchtigkeit, Sickerwasser usw.", 1900, S. 28 und 24.
[2]) Ebermayer berechnet dieses Plus sogar auf 64 Proz. der Waldverdunstungsmenge.
[3]) Hierher gehören unter anderen der Tsadsee, dazu die ostafrikanischen Seen; vgl. Verhandl. der Berliner Gesellsch. f. Erdkunde 1899 und 1902.

Digitized by Google

welche man durch Ableitungsgräben und -kanäle zu nutzbarem Areal umschuf, wird das stets neu herzudringende Wasser wesentlich rascher zum Meere geführt, als es vordem möglich war.

Die belangreichste Wirkung aber von all den Beseitigungen und Verkleinerungen der stehenden Wasser ist die Minderung des Seihwassers, welches vorher dem Boden der Umgebung ununterbrochen in so weitreichender Menge zukam. Diese Quantitäten lassen sich ja freilich, wie die meisten übrigen auf die wir hinweisen, nicht mit statistischen Zahlen aufzeigen. Allein es geht doch wohl nicht an, handgreifliche Tatsachen in der Natur deshalb als zweifelhaft oder als hypothetisch, mindestens als ganz untergeordnet und beweisunkräftig hinzustellen, weil sie die Bequemlichkeit des Addierens und Dividierens nicht bieten.

Dieser Erinnerung sind wir voll eingedenk, wenn wir den im Laufe der Zeiten erst eingetretenen Versumpfungen keine hier beachtenswerte Bedeutung zuerkennen. Denn teilweise läßt sich, z. B. für die gewaltigen Moorsümpfe Sibiriens, im Zusammenhange mit der so ausgedehnten Gesamtfläche des immer zugefrorenen Bodens auf ein sehr altes Dasein als das Wahrscheinlichste schließen, hier bis an den Beginn der rezenten Zeit zurück, teilweise handelt es sich nur um kurzfristige Eroberungen des Wassers, welche bald vom Bedürfnisse der Landesbewohner doch wieder wettgemacht werden. Zudem macht auch vielen derartigen stehenden Wassern ein allmähliches Versickern und die Staubzufuhr durch Winde ein Ende. — Daß die offenen Wasser geradezu als Verdunstungsherde von einzelnen Forschern bezeichnet wurden, sei hier nicht übergangen, wenn es auch richtig sein mag, daß aus einem Getreidefelde in der Zeit seines üppigsten Grünens noch mehr Dampf frei wird als aus einer gleich großen Teichfläche.

Unleugbar also mußte die Pflanzenbodenkrume durch das Verschwinden von Seen und Sümpfen, sowie durch das beschleunigte Tiefersinken der Niederschlagswasser infolge der Entwaldung wesentliche Minderungen ihrer Feuchtigkeitsmenge allmählich erfahren. Faßt man daneben die Waldbeseitigung auf Gebirgen noch besonders ins Auge, so erweist sich die dadurch beschleunigte, also der Einsickerung großenteils entnommene Abfuhr der meteorischen Wasser als ein weiterer Summand für unser Ergebnis.

Es kommen aber noch allgemeiner verbreitete Faktoren für die Wasserminderung unseres Festbodens zur Geltung: der Verwitterungsboden nimmt zu und das Grundwasser sinkt.

2. In ersterer Hinsicht will hier der Unterschied zwischen dem mechanischen Vorgange des Verwitterns und dem des chemischen Zersetzens außer acht gelassen werden. Man hätte ihn bei ausführlicherer Behandlung auch zur Geltung zu bringen, doch wohl etwas weniger als die Imbibition bei metamorphisierenden Vorgängen in Gesteinen (es wäre z. B. an Serpentin oder an Gips zu erinnern). Wir können aber auch die letztere Art der Wasserabsorption angesichts unserer beiden so gewichtigen Hauptargumente beiseite lassen.

Die Verwitterung vergegenwärtigen wir uns hier vor allem als einen Prozeß, welcher überall und ununterbrochen fortgeht, wenn auch an mancher Gesteinsoberfläche weniger bemerkbar, als es unterhalb derselben bei gewaltsamem Anbrechen ersichtlich wird. Das Wirksamste hierbei sind bekanntlich eindringendes Wasser und scharfe Temperaturkontraste, insbesondere Frost. Allerdings wird das Wasser erst wirksamer, wenn sein Eindringen durch Verwitterungswege, wie klüftiger Zustand, Sprünge, starke Porosität, erleichtert ist; letzteres aber geschieht ja gerade

Digitized by Google

durch Wasser und Frost zum weitaus größten Teile. Aber eben mittels dieser Einheitlichkeit der angreifenden und vordringenden Kräfte wird deren ununterbrochenes Weiterwirken und dessen Erfolg gesichert. Außerdem ist immerhin noch manch anderer Vorgang, mechanische (z. B. Pulsationen und Erdbeben) und noch mehr chemische (Lösungen und Umsetzungen), in bemerkenswertem Maße einem unveränderlichen Beharren der obersten Gesteinslagen in ihrer petrographischen und mineralischen Beschaffenheit entgegen. Wo aber bereits die Zerkleinerung und Zersetzung zur Bodenbildung geführt hat, also in der auf dem trümmerigen Gestein ruhenden Bodenkrume, da vervollständigt sich notwendig der Vorgang der Umwandlung in „Erde", welche immer weniger fühlbare Gesteinsfragmente enthält [1]). Jede Mehrung von Verwitterungsboden nun, sei er feinerdig oder grob, jede Bodenunterlage, welche in irgend ein Stadium der Verwitterung mehr als vorher einbezogen wurde, dient zu einer vermehrten Aufspeicherung von Wasser innerhalb dieser Schichten. Besonders in pflanzlich benutztem Boden wird dies fühlbar, da „das Wasser um so schwerer sich kapillar nach oben bewegt, je mehr Humus im Boden ist" [2]).

Würde man freilich nicht der Flächenausdehnung des Festbodens und der dadurch so großen kubischen Masse des beteiligten Quantums der Erdrinde gedenken, sondern dessen Mächtigkeit nach dem Erdmittelpunkte hin als maßgebend erachten, so würde diese fortschreitende Wasserfesthaltung durch Adhäsion und durch Aufsaugung (bes. in den tonigen Substanzen) weniger ins Gewicht fallen. Denn z. B. in unserer gemäßigten Zone wird die Verwitterung dort, wo weder Anschwemmen noch Aufhäufung durch Wind und Wasser stattfindet, die Grundlage aber auf wagerechten Gesteinsbänken ruht, gewiß nicht mehr als 2 m Mächtigkeit des Bodens auf ursprünglicher Lagerstätte herstellen. In den Tropen ist dies ja anders, wo die mechanisch und chemisch zerarbeitende Macht des Niederschlagswassers tiefer greifende Erfolge erzielt. Auch in den nordischen Ländern, wo das Süßwasser eine sehr beträchtliche Zeit des Jahres stark unter seinen dichtesten Zustand (d. i. unter 4°) sinkt, macht sich die wechselnde Temperatur der Feuchtigkeit und der Luft im Gestein durch dessen gewalttätigere Zersprengung erfolgreicher geltend; weniger wirksam aber arbeitet dann die Zersetzung.

Diese Verschiedenheit der Zonen führte zunächst freilich auf den gehobenen Landesteilen zu einer verschiedenen Mächtigkeit der Verwitterungslagen. Aber die Feuchtigkeitsmenge des Gesamtbodens wird immer größer, weil die Masse des aufgehäuften, des an sekundärer Lagerstätte übereinander geschobenen Bodens zunimmt, ohne daß die Bodendecke, von welcher abgetragen wurde, auf längere Zeiten dünner bliebe. Man darf sich ja nur alle die Raumflächen des Tieflandes und sanfter Gehänge oder flacher, breiter Terassen geringer Höhe vergegenwärtigen, um sofort riesige zusammengetragene Geschiebe- und Feinschuttmassen vor dem Auge zu haben. Wo immer Aufhäufungen von Boden vorgenommen wurden, da wird aus deren Masse verhältnismäßig weniger Wasser durch Verdunstung entfernt, als aus einer kubisch gleichen Menge, welche ausgedehnter und minder mächtig lagert. Es nimmt aber die Quantität abgespülter und in niedrigeres Niveau geführter Verwitterungsprodukte von Jahrhundert zu Jahrhundert zu, dies ganz besonders infolge der Entwaldung auf Hügeln, Rücken und jeder Art von Berghängen. (Ist dies doch

[1]) Die Ackererde läßt das Wasser von unten infolge ihrer nicht kapillaren Hohlräume nur langsamer aufsteigen, als es die Verdunstung der obersten Schicht erheischt. (Wollny, Forschungen zur Agrikulturphys. 5, 71.) Je mehr aber die Ackererde sich nach unten hin mehrt, um so stärker wird jener Nachteil oben empfunden.

[2]) Wollny, Forschungen usw., 1884, S. 430.

Digitized by Google

auch der allgemeine, unbedingt anerkannte Grund für die Zunahme der Hochwasser, sowohl bezüglich ihrer raschen Entwickelung als ihrer Stärke!)

Dort aber, wo eine oberste Schicht abgetragen wurde, gelangt die nächstfolgende Lage unmittelbarer unter die Einwirkung der Wärme- und chemischen Strahlen, der atmosphärischen Feuchtigkeit und der Luft, sowie auch der Pflanzensäuren, so daß die Verwitterung und Zersetzung nach der Tiefe lebhafter einen bodenergänzenden Fortgang nimmt, hierdurch aber die Wasseraufnahme zunächst wieder auf den Stand vor der erfolgten Abtragung gebracht wird.

Dieselben Umstände stellen sich bei der Tätigkeit des Windes wieder ein, nur daß sie quantitativ im ganzen schwächer sind.

Einerlei, ob solche lokale Verschiebungen vor sich gehen oder nicht, nimmt jedenfalls die Menge der Verwitterungserde unablässig zu und damit die Menge des Wassers im Boden. Dies entweder in der mit besonderer Wasserkapazität ausgestatteten Schicht, welche, immer vollständiger verwitternd, der Pflanzenwelt dient oder in der für das Wasser in größerer Ausdehnung nach unten sich erschließenden festen Grundlage.

Für ein Verlangen nach Zahlenangaben läge auch hier kein Bedürfnis vor, da es sich nur um die eine, aber gewiß wichtige Wahrheit handelt, daß eine sehr große Masse des festen Bodens und seiner Grundlage zu aufnahmefähigeren Hafträumen für das Wasser werden muß, weil die Verwitterung fortschreitet.

3. Das andere gewichtige Argument für die ununterbrochen fortgehende Minderung des Wassers der höheren Bodenlagen erkennen wir im Tiefersinken des Sicker- und Grundwassers.

Unterhalb der Verwitterungsschichten finden wir in vielen Gesteinslagen noch beträchtlich weiter nach unten mit und ohne Lupe Spältchen und kleine Risse. Sie sind Wege für das hindurch- oder hinabdringende Wasser. Dieses Hindurchpassieren muß infolge seiner teils ununterbrochenen, teils so und so oft erneuerten Aktion zur Erweiterung dieser Wege dienen. Sollte aber gerade dieser Wasserzutritt Lösungen und Umsetzungen herbeiführen, welche umgekehrt zur Ausfüllung und Verstopfung der Klüftchen dienen, so wird dadurch der Umgebung Material entzogen, so daß also die stofffliefernden Gesteinslagen durchlässiger werden. Gewiß verhält sich in dieser Hinsicht z. B. Granit oder Hornblendegestein ablehnender als sedimentäre Kalke. Aber gerade in letzteren kann man leicht weit hinab jene Wegsamkeit für das einsickernde Wasser deutlich beobachten, wenn Aufschlüsse überhaupt vorhanden sind. Es ist unausweichlich, daß die derartig erfolgende Wasserbewegung immer erfolgreicher ihr Bereich erweitere, wenn sie auch nach unten immerzu schwächer an Gewicht und das Gestein immer dichter, also undurchdringlicher wird. — Untergeordnet erscheint für die entscheidende Frage, wie weit in die Tiefe das einsickernde Wasser reiche. Dies wird ja nach der stratigraphischen und strukturellen Beschaffenheit der Schichten und Bänke, bzw. Gesteine ungemein verschieden sein; es könnte sich wohl hierbei um eine Differenz von 1000 m handeln. Z. B. steil gestellte Kalkschichten mit deutlicheren Trennungsflächen der Bänke werden ganz anders permeabel sich verhalten, als ein mächtiges Porphyr- oder Granitmassiv, wenn es auch bankähnliche Absonderungserscheinungen wahrnehmen läßt, die ohnedies vorwiegend horizontal sein werden.

Die am Sickerwasser in zunehmender Mächtigkeit beteiligte Gesamtschicht hält durch die sich vermehrende Adhäsionsfläche der Spältchen und Klüftchen eine beträchtlichere Wassermenge fest als vormals. Dies um so mehr, da die mit der

Digitized by Google

Verdunstung zusammenhängende Kapillarbewegung in den obersten Schichten nicht verstärkt, sondern schwächer, der Verlust nach oben also verhältnismäßig geringer wird (siehe weiter oben!). Nur in dem Falle wäre wohl keine Minderung des Verdunstungswassers erfolgt, d. i. des von unten an die oberste und namentlich an eine hoch gelegene Außenschicht gedrungenen und in Dunstform übergegangenen Wassers, wenn eine Zunahme der Niederschläge eingetreten wäre, äquivalent dem nach unten vermehrt eingesickerten Wasserquantum. Wir konstatieren daher auch hier wie wegen der Abnahme der stehenden Wasser einen Entgang für den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. (Bezüglich gleichen Erfolges der Entwaldung bedürfte es für diese Frage einer ausgedehnteren Begründung.)

Als eine besondere Erscheinung des Sickerwassers kennen wir die als Grundwasser benannte Ansammlung. Allgemein wird das Liegende des sogenannten Grundwasserhorizontes, d. h. dessen Grenze nach unten, als „die undurchlässige Schicht" bezeichnet. Dies trifft ja auch für ein großes Gebiet den Tatbestand aufs beste. Allein ausgedehnter sind doch wohl die Territorien mit anderer Beschaffenheit.

Schon dies gehört einigermaßen hierher, daß namentlich in Landstrichen mit lockeren Schichten sich mehrere Grundwasserhorizonte untereinander infolge wiederholter undurchlässiger Schicht zeigen (wie auch bei einer Anzahl von wenig tiefen Bohrungen in München). Vor allem aber fehlt es in sehr vielen Landstrichen an einer so bestimmten Schicht, welche durch ihre tonigen Bestandteile, anderswo durch ihre Dichte und Feinkörnigkeit als undurchlässig sich erwiese. Vielmehr sind es meistens nur die letzteren Eigenschaften, welche eine gewisse Stauung des nach unten trachtenden Wassers bewirken und deshalb bei tieferer Bohrung die notwendigen Wasserquantitäten in dem Bohrloch oder dem etwa hergestellten tiefen Schachtboden zusammensickern lassen. Wie der Mangel einer hemmenden undurchlässigen Gesteins- oder erdigen Lage, so kann auch die petrographische Gleichartigkeit einer sehr mächtigen Gesteinsschicht (oft einer starken Formationsetage) der Grund sein, aus welchem es an einem deutlichen Grundwasserhorizont fehlt.

Dann aber ergibt sich, wenn auch ohne Zuhilfenahme wirklicher Miniaturkluftwege, sondern schon infolge der mit dem Mikroskop wahrnehmbaren Zwischenräume zwischen den Mineralien immerzu nach unten eine Vermehrung der von Wasser durchdrungenen kubischen Gesteinsmasse.

Wenn aber auch eine tonige, undurchlässige Basis die Sammlung eines Grundwasser„stromes" bewirkt, so kann auch sie nicht für alle Jahrtausende wasserdicht abschließen. Dringt ja doch das Wasser in die ganze Lage von Tonschichten bis zu deren Liegendem ein, wie man z. B. in der bekannten miocänen „Flinz-" oder „Schlier"lage des Voralpenlandes alsbald sehen kann! Bei aller Widerstandsfähigkeit der also durchtränkten Erdschicht muß es doch notwendig dazu kommen, daß von ihr aus in ihr Fundament, welches ja von durchlässigerer mineralischer und struktureller Beschaffenheit ist, sehr langsam, aber mehr und mehr Wasser gelangt. Bei der zunehmenden Erleichterung der Zugänge nach unten, welcher natürlich auch hier kein verstärktes kapillares Aufsteigen zur Verdunstungsfläche entspricht, müssen die sogenannten undurchlässigen Schichten allmählich übersättigt werden, so daß das hier gesammelte „Grundwasser" zum geringen Teile in einen tieferen Horizont gelangt [1]). Gibt es doch auch konkrete Beweise für das Durchsickern von

[1]) Es ergibt sich aus den Beobachtungen und Versuchsfeldproben, desgleichen den auf zahlreichen Waldstationen erhobenen Tatsachen, mit welchen Ebermayer und Wollny vor allem selbst, letzterer auch durch Beiträge anderer, wie z. B. von Sikorski, die Fragen des Sicker-

Digitized by Google

Wasser durch Lagen, welche Jahrhunderte lang sich als undurchlässig erwiesen, wie daneben die Tieferlegung des Wasserhorizontes, aus welchem Quellen zu Tal gingen, gleichfalls da und dort sich fühlbar macht. Auch die Tiefenerosion so vieler Flüsse führt zur Senkung der Grundwasserfläche.

In erstgenannter Hinsicht wäre das Geschick des einen Mansfelder Sees allerdings nur vergleichsweise beizuziehen; aber das Beispiel der Freiberger Mulde zu nennen, welche einen Stollenbetrieb im Jahre 1898 mittels Durchdringens ihrer Grundlage nach einigen Jahrhunderten ersäufte, liegt hier sehr nahe.

Daß die Quellen so mancher Flüsse oder Bäche heute in geringerer Seehöhe zutage treten als vor Jahrhunderten, dafür werden ohne Zweifel viele unserer Leser in ihren heimischen Landschaften, wenn es sich nicht um tiefländische Gegenden handelt, Beispiele ebenso erfragen können, als dem Verfasser kleinere Erscheinungen entschwundener Quellen bekannt sind, während er als bekanntere Gewässer die Fichtel-Naab und die Altmühl hier nennen möchte. — Die Tieferlegung der Flüsse findet allerdings gewöhnlich nur innerhalb ihres rascheren Oberlaufes und in bergigem Lande statt. (Daß man für das Sinken des Grundwassers auch im Tieflande Argumente beibringen kann, möge ein Hinweis auf die vordem bedeutendere Ausdehnung eines salzhaltigen Steppenbodens im deutschen Flachland bezeugen. Früher nämlich gab das Wasser infolge ausgiebigeren Emporsteigens mehr gelöste Salze in die oberste Bodenschicht ab; dies aber hat mehr und mehr abgenommen, so daß man nur noch sehr durchsetzte, engbegrenzte botanische Inseln mit Steppenflora aufzeigen kann.)

Nach dem allen verteilt sich also das einsickernde Wasser in einem größeren Volumen der Erdlagen als früher, so daß sich eine größere Menge desselben unterhalb der Oberflächenschicht bewegt. Das Vorrücken derselben nach unten wird wohl erst durch die gesteigerte Wärme gehindert oder erst dort, wo das Wasser in Dampfform übergeführt wird, was gewiß nicht früher als in 5000 bis 6000 m Tiefe stattfindet. Die Erstreckung der Verwitterungsanfänge aber und die dadurch vermehrte Wasserfesthaltung wird bereits in der neutralen Zone, also unterhalb der vom jährlichen Temperaturwechsel noch einigermaßen berührten Schicht ganz unmerklich sein oder aufhören. Nur Lösungen und andere chemische Vorgänge werden noch jenseits stattfinden. Ausnahmen allerdings werden durch Bruch- und Verwerfungsspalten (Diaklasen und Dislokationen) veranlaßt, mögen sie unmittelbar tektonischer Art sein oder von vulkanischen Erschütterungen herrühren.

B. Gegenüber dieser Minderung des Wassers in den obersten, besonders in hochgelegenen Bodenlagen kennen wir keine ersatzleistende Zufuhr, weder aus dem Meere noch aus dem Erdinneren.

So maßgebend auch die Meeresatmosphäre für die Lieferung von Feuchtigkeit für unsere terrestrischen Niederschläge sich erweist, so ist doch ein großer Teil des Regenwassers den Dunstmessungen des Festlandes zuzuweisen, vor allem für das

---

wassers, des Grundwassers, der Verdunstung u. dgl. gefördert und beantwortet haben, daß wir in keiner Weise Aufstellungen uns anschließen können, wie sie z. B. Fr. König in seinem Buche „Die Verteilung des Wassers" vorführt. Dagegen sei hier besonders auf die betreffenden Darlegungen in Wollnys „Forschungen zur Agrikulturphysik", besonders in Bd. II, VII, VIII, IX (Sikorski), XIII, XVIII verwiesen, auch auf dessen Abhandlung „Einfluß der Pflanzendecke auf die Wasserführung der Flüsse" in der Vierteljahrsschrift des bayerischen Landwirtschaftsrates, 1900, desgl. auf Ebermayers „Einfluß der Wälder auf Bodenfeuchtigkeit, Sickerwasser, Grundwasser und Ergiebigkeit der Quellen" 1900 (wo auch die betreffende vorausgegangene Literatur des Autors verzeichnet ist).

Digitized by Google

Sommerhalbjahr [1]). Es empfängt ja das Meer in unserem Klima nur etwa 40 Proz. dessen, was als Niederschlag auf den Boden kommt. Auch wenn man das Abspülwasser von abfallenden Küsten und eine ins Meer sinkende Grundwassermenge in die Schätzung einbezieht, wird man schwerlich zu einem höheren Ansatz vorgehen, da doch die Flüsse das meiste der zum Meere gebrachten Wasser hinaustragen und hierfür neuestens beträchtlich weniger als ein Dritteil des Niederschlagswassers berechnet wird (Penck, Ule, Schreiber).

Aus dem Meere selbst durch seitliches Einsickern bedeutende Ersatzmengen abzuleiten, wird durch manche Tatsachen verhindert. So besonders auch durch die, daß Bohrungen sowohl im Dünenbereich von Flachküsten (Nordsee) als in granitischen Inseln des Bottnischen Golfes [2]) das Aufsteigen oder die Ansammlung von Süßwasser zur Folge hatten. Es fehlen auch in meeresnahen Bergwerken wie in Thermen an den Küsten die Symptome salzigen Seihwassers, welches von außen hereingedrungen sei.

Gegen das Empordrängen von Wasserdampf aus den Erdtiefen, welcher sich weit oben tropfbar verdichte, spricht vor allem der Gegendruck der von oben kommenden Feuchtigkeit und Luft. Ersteres könnte wohl bei tiefer hinabreichenden Dislokationsspalten zutreffen; jedoch sinkt ja längs ihrer auch das Wasser der äußeren Erdschichten in die Tiefe und hebt so zumeist den an sich wahrscheinlichen Erfolg auf, welchen die emporkommende Dunstmenge haben würde. Vulkanische Eruptionen sind die natürlichen Folgen solcher verschärften Dampfspannung. (Übrigens wird Wasser auch in beträchtlicher Tiefe noch nicht in Dampf verwandelt, weil es dort, so weit eine Wirkung des Luftdruckes reicht, erst bei einer weit höheren Temperatur als auf der Erde den Siedepunkt überschreitet.) Es fehlt jedenfalls an Symptomen einer Ersatzzuströmung von unten her völlig, besonders wenn man von Vulkanerscheinungen absieht.

Aber auch die in den oberen Bodenlagen vorhandene Luft vermag es nicht eine ausgiebigere Menge von Kondensationswasser (auch „Bodenwasser“ ungenauer genannt) infolge nächtlicher oder sonstiger Abkühlung zu erzeugen. Gegenüber den weder experimentell noch sonst erwiesenen entgegengesetzten Aufstellungen Königs sei vor allem die Arbeit Sikorskis (Bd. IX der Forschungen usw. Wollnys, S. 417 ff.) beigezogen, welcher noch dazu seine Versuche an lufttrockenem Boden veranstaltete und in diesen die feuchte Außenluft eintreten ließ, um dann doch nur „verschwindend kleine Kondensationsmengen“ zu erzielen (S. 433); „die durch das Kondensationsvermögen seitens des Bodens bewirkte Wasserzufuhr ist für die Vegetation ohne Bedeutung“ [3]).

Immer aber würde sowohl in dieser Hinsicht wie in bezug auf das Emporkommen von Wasser aus glutheißer Erdrindentiefe oder bezüglich anderer Gegenmittel gegen das Schwinden des Wassers in den höheren Bodenlagen dies notwendig

---

[1]) Hierfür liefert vor allem in gewohnter exakter Weise Supan den eingehenden Nachweis in Nr. 124 der Ergänzungshefte zu Petermanns Mitteilungen (zugleich unter Berufung auf Woeikovs Aufstellungen): „Die Verteilung der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche“; besonders S. 28 f. und 35 geben einschlägige Folgerungen. — Sodann siehe E. Brückners Abhandlung über den bedeutenden Anteil der Landverdunstung an den Niederschlägen in Hettners Geogr. Zeitschr. von 1900, zugleich durch Literaturverweise erwünscht. — Schon vorher tritt A. Penck wiederholt für einen hohen Prozentanteil der Verdunstungsmenge an dem Niederschlagsquantum ein; siehe dessen Geographische Abhandlungen 5, 7.

[2]) Die aus den Comptes rendus von 1895 entnommenen Nachweise Nordenskjölds in der Zeitschr. für prakt. Geologie 1895, S. 200. — v. Richthofen, Führer f. Forschungsreise, § 51.

[3]) Auch ein erneutes Eintreten für das Gegenteil, wie es im Verein deutscher Ingenieure in Barmen (Oktober 1905) stattfand, brachte keinerlei beweisende Argumente.

Digitized by Google

sein, daß die Bodenkrume unserer Baumwurzelschicht, vor allem jene auf beträchtlicher gehobenem Lande, mehr Wasser zugeführt erhielte als vor einigen Jahrtausenden, wenn die Feuchte unserer Bodendecke stabil bleiben sollte. Umgekehrt aber ist ja z. B. die Vulkanität in unserer Zeit matter geworden als sie vor zwei Jahrtausenden und nachher war; also wurde auch dieser Faktor der Emporförderung von Wasser aus heißen Erdtiefen wirkungsloser.

Es ergibt sich also notwendig eine Wasserminderung in allen höheren Lagen, da das aus der Atmosphäre ihnen zugeführte Wasser sich in größerer Menge nach unten verbreiten und dahin vordringen kann.

Durch die Tieferlegung des im Boden weilenden Wassers, auch des sogenannten Grundwassers, büßt die oberste Verwitterungsschicht überhaupt an Durchfeuchtung in all den Lagen ein, welche nicht infolge geringer Erhebung über den Meeresspiegel und infolge benachbarter Erhöhungen des Landes naturgemäße Sammelgebiete ihrer Niederschläge und des Wassers der Umgebung sind.

Als eine naturgemäße Folge hiervon erscheint es, daß in die Luft eine geringere Menge von Wasser dunstförmig entweichen kann, als dies vor etlichen Jahrtausenden der Fall war. Mag auch dieses Minus von Luftfeuchtigkeit nicht ein absolut hoher Betrag der gesamten Luftfeuchte sein, so erweisen sich doch in der Atmosphäre auch anscheinend schwache Ursachen in ihrer Weiterwirkung als folgenschwer. „Wie gänzlich schwach erscheinen z. B. für die Wetterlage die ersten Anlässe lokaler Minima im Lande, desgleichen jene einer anfangs geringen Luftbewegung, und wie mächtig wachsen solche geringfügige Erscheinungen oft in kurzem, so daß gewaltige atmosphärische Ereignisse sich als Folgen einstellen!“ [1])

Als Wirkung der so geänderten Feuchtigkeit der Luft, wenigstens außerhalb des Tropengürtels, erachten wir eine wenn auch sehr mäßige Verstärkung der Temperaturgegensätze der Jahreszeiten und zwischen Tag und Nacht.

Ebenso können wir uns der Folgerung nicht entziehen, daß die Gesamtmenge der Niederschläge früher etwas größer war als heute [2]), wenn es auch an konkreteren Zeichen hierfür seit der Regenzeit, welche wir als das Schlußstadium der Diluvialperiode ansehen [3]), zurzeit noch mangelt.

Es gibt wohl Einzelvorkommnisse, welche man unseren bewegenden Ursachen als Beispiele entgegenzustellen versuchen kann, z. B. das jetzt erst seit etwa 1890 zum Stillstand gekommene Ansteigen des Aralsees. Allein derlei ist denn doch gegenüber der umfassenden Wirklichkeit des Schwindens fast aller großen stehenden Gewässer des ganzen Festbodens zu nichtig, als daß man es im Ernste vorbringen sollte. Ebenso würde das Verlangen nach ziffernmäßigen Quantitätsangaben ein Zeichen sein, daß man es vermeiden will, das Wesen dieser Angelegenheit der Erdgeschichte zu erfassen und anzuerkennen. Denn das Ununterbrochene der von uns hervorgehobenen Vorgänge und die gewaltige kubische Menge des Festbodens, welche

---

[1]) Aus des Verfassers Abhandlung über „Das Schwinden des Wassers in den höheren Bodenlagen“ in der Vierteljahrsschrift des Bayr. Landwirtschaftsrates 1905, III. Heft, in welcher Arbeit auch die literarischen Hilfsmittel für diese Frage zahlreicher angegeben wurden.

[2]) Aus dem Momente der verstärkten Temperaturgegensätze könnte anscheinend ein bekämpfendes Argument gewonnen werden. — Jedenfalls möchten wir z. B. die Abnahme des Wasserstandes der Flüsse, wie sie v. Wex 1879 unwiderlegt dargetan hat, nicht direkt der Abnahme der Niederschläge zuschreiben, sondern der Minderung der Quellen in bezug auf Zahl und Stärke, sowie dem geänderten Stand des Grundwassers, dazu dem rascheren Ablaufen der Wasser auf der Bodenoberfläche, welches unter anderem auch die Hunderttausende von Kilometern Straßengräben begünstigen, die seit etlichen Jahrhunderten ausgehoben wurden.

[3]) S. 284 in des Verfassers Historischer Geographie.

Digitized by Google

unmittelbar an den betreffenden Änderungen beteiligt ist, bedürfen der Zahlen nicht, um die von uns besprochene Verschiebung in der Wasserverteilung als eine vorhandene und wichtige Tatsache der historischen Erdkunde und der Erdphysik hinzunehmen.

Zur Kenntnis der täglichen Periode der Temperatur in der untersten Luftschicht.

Von Maximilian Sassenfeld (Sigmaringen).

Die tägliche Periode der Lufttemperatur ist qualitativ längst bekannt, da sie ja im wesentlichen nur vom Laufe der Sonne abhängig ist; in quantitativer Hinsicht aber bleibt der Forschung noch ein weites Feld übrig. Man stellte die Instrumente zur Registrierung der meteorologischen Elemente lange Zeit hindurch in einigen Metern Höhe über dem Erdboden auf; erst die Beobachtungen am Eiffelturm zu Paris regten das Interesse für die Untersuchung der meteorologischen Erscheinungen in der freien Atmosphäre in einiger Entfernung von der Erde an. Gerade in der untersten Luftschicht treten eigenartige Änderungen im täglichen Gange auf. Es ist bekannt, daß schon in geringer Höhe die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit eine vollständige Umkehrung erfährt, die Espy und unabhängig von ihm Köppen durch die aufsteigenden und niedersinkenden Luftströme erklärt haben. Auch der tägliche Verlauf der Temperatur wird ein anderer; hier haben ebenfalls die Beobachtungen am Eiffelturm zuerst Aufklärung geschaffen.

Zur Darstellung des täglichen Ganges der Temperatur in der untersten Luftschicht sind die Beobachtungen am Königlichen Observatorium zu Potsdam vorzüglich geeignet. Auf der Instrumentenwiese und auf der Plattform des Turmes des Observatoriums sind Thermographen aufgestellt; die Höhendifferenz beträgt rund 32 m. Ihre Aufzeichnungen bilden den Gegenstand der folgenden Abhandlung. Infolge der korrekten Aufstellung der Instrumente können die Potsdamer Beobachtungen als ideal gelten und die aus ihnen gewonnenen Ergebnisse dürfen eine allgemeine Bedeutung beanspruchen.

Das am Observatorium erhaltene Material ist in den Veröffentlichungen des Königl. Preußischen Meteorologischen Instituts niedergelegt, auf welche auch wegen Einzelheiten verwiesen werden muß. Obwohl die Beobachtungen bis 1893 zurückgehen, so habe ich mich doch und zwar in engem Anschluß an das international vereinbarte Lustren- und Dezennienschema auf den fünfjährigen Zeitraum 1896/1900 beschränkt. Durch Hinzunahme der vorangegangenen Jahre würden die Mittelwerte an absoluter Genauigkeit kaum gewonnen haben.

I. Die tägliche Periode auf der Wiese und auf dem Turm.

In der Tabelle 1 (hier sind nicht die Temperaturen selbst, sondern nur die Abweichungen reproduziert worden, und Tab. 1 und Tab. 3 weggelassen worden) sind die mittleren Stundenwerte eines jeden Monats für die Temperatur auf der Wiese enthalten. In der letzten wagerechten Reihe stehen die 24stündigen sog. wahren Monatsmittel. Aus ihnen ergibt sich, daß der August der wärmste Monat ist. Indes dürfte dies nur eine Eigentümlichkeit des zugrunde gelegten Zeitraumes 1896/1900 gewesen sein; in einer längeren Beobachtungsreihe wird ohne Zweifel dem

Digitized by Google

Juli die Rolle des wärmsten Monates zufallen. Um ähnliche Einflüsse möglichst zu eliminieren, ist es vorteilhaft, die Differenzen der Stundenmittel vom 24stündigen Mittel zu bilden und sie in der Erörterung zugrunde zu legen. Sie sind in der Tabelle I, S. 30 zusammengestellt. In derselben Weise habe ich die Beobachtungen auf dem Turm berechnet; jedoch teile ich hier nur die Temperaturdifferenzen „Turm minus Wiese" mit (siehe Tabelle II, S. 30). Das positive Zeichen gibt demnach an, daß es auf dem Turm wärmer war als auf der 32 m tiefer liegenden Wiese, das negative, daß oben eine niedrigere Temperatur herrschte als unten.

1. Amplitude der täglichen Periode. Um die Amplitude der täglichen Periode zu finden, sind die Differenzen der extremen Stundenwerte zu bilden. Man erhält derart die periodische Wärmeschwankung. Bildet man die Differenzen der mittleren Extreme, wie sie dem Maximum- und Minimumthermometer entnommen sind, so gelangt man zur unperiodischen Amplitude, die natürlich größer sein muß als die periodische. In beiden Reihen entfällt die größte Schwankung auf den Juni, die kleinste auf den Januar. In den Wintermonaten Januar und Dezember ist die unperiodische Amplitude doppelt so groß wie die periodische, während in den übrigen Monaten das entsprechende Verhältnis beider zueinander kleiner als 2 ist.

Extreme der täglichen Periode. Wiese.

Periodische Wärmeschwankung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Maximum	1.37	3.29	6.86	10.74	15.84	20.95	21.06	21.86	17.17	12.04	6.39	2.14	11.61
Minimum	—0.73	—0.57	1.12	3.95	7.66	11.87	13.46	12.94	10.36	6.15	2.42	—0.18	5.77
Amplitude	2.10	3.86	5.74	6.79	8.18	9.08	7.60	8.92	6.81	5.89	3.97	1.32	5.84

Unperiodische Wärmeschwankung.

Maximum	2.1	4.1	7.9	12.1	17.4	22.6	22.5	23.5	18.5	13.0	7.1	3.1	12.8
Minimum	—2.2	—2.0	0.2	5.2	7.0	11.3	13.0	12.3	9.4	5.0	1.1	—1.7	4.8
Amplitude	4.3	6.1	7.7	6.9	10.4	11.3	9.5	11.0	9.1	8.0	6.0	4.8	8.0

Auf dem Turm sind die Extreme des täglichen Ganges schon merklich abgestumpft, so daß in dieser geringen Höhe über dem Erdboden die Wärmeschwankung schon viel kleiner ist.

Periodische Wärmeschwankung auf dem Turm.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Maximum	1.01	2.74	6.11	9.72	14.78	19.67	19.86	20.92	16.36	11.31	5.91	1.84	10.82
Minimum	—0.58	—0.37	1.57	4.30	7.97	12.61	13.95	13.66	10.68	6.58	2.68	—0.04	6.17
Amplitude	1.59	3.11	4.54	5.42	6.81	7.06	5.91	7.26	5.68	4.73	3.23	1.88	4.65

Quotient der Amplituden: Wiese dividiert durch Turm.

	1.32	1.24	1.26	1.25	1.20	1.29	1.29	1.23	1.20	1.25	1.23	1.23	1.26

Es beträgt demnach die Abnahme der Amplitude in der 32 m hohen Luftschicht schon einen ansehnlichen Bruchteil des Betrages auf der Wiese.

2. Eintrittszeiten der Extreme. Die nachfolgende kleine Übersicht enthält die Eintrittszeiten der Extreme, wie sie unmittelbar den Tabellen 1 und 3 entnommen werden können.

Eintrittszeiten der Extreme.

Maximum.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wiese	2p	2p	3p	3p	3p	2p	2p	3p	2p	2p	2p	1p	2p
Turm	3p	3p	3p	4p	3p	4p	3p	4p	4p	2p, 3p	2p	2p	3p

Minimum.

Wiese	6a	7a	6a	5a	5a	4a	4a	5a	6a	6a	7a	8a	5a
Turm	6a	7a	7a	6a	5a	4a	5a	5a	6a, 7a	7a	8a	8a	5a

Digitized by Google

Die Zusammenstellung lehrt, daß auf der Plattform des Turmes die höchste Temperatur in der Regel eine Verspätung erleidet um eine Stunde, in der heißen Jahreszeit gelegentlich sogar um zwei Stunden. Dagegen pflegen die niedrigsten Temperaturen in der großen Mehrzahl der Monate oben wie unten zu derselben Zeit einzutreten.

3. Temperaturänderungen von Stunde zu Stunde. Aus den Tabellen läßt sich ferner leicht die Anzahl der Stunden der Erwärmungen und der Erkaltungen ableiten.

Stundenzahl der Erwärmungen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wiese	8	7	9	10	10	10	10	10	8	8	7	5	9
Turm	9	8	8	10	10	12	10	11	10	8	6	6	10

Stundenzahl der Erkaltungen.

Wiese	16	17	15	14	14	14	14	14	16	16	17	19	15
Turm	15	16	16	14	14	12	14	13	14	16	18	18	14

Man gewinnt aus diesen Zahlen den Eindruck, als dauerte auf dem Turm die Zunahme der Temperatur länger als unten, im Jahresdurchschnitt etwa eine Stunde. An beiden Stationen sind die Erkaltungen und zwar in allen Monaten bedeutend häufiger als die Erwärmungen. Daraus ergibt sich schon, daß die Größe der Änderungen im absteigenden Ast der Temperaturkurve kleiner sein muß als im aufsteigenden. Es fallen ferner die stündlichen Änderungen auf dem Turm geringer aus als auf der Wiese, weil oben der tägliche Gang abgeflacht ist.

Größte Änderungen von Stunde zu Stunde.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
					Zunahme. Wiese.								
Betrag	0.65	0.90	1.26	1.38	1.44	1.59	1.31	1.93	1.60	1.54	1.07	0.70	1.07
Zeit	11a	9a	8a	8a	7a	7a	6a	7a	8a	9a	9a	10a	9a
					Zunahme. Turm.								
Betrag	0.44	0.72	0.89	0.99	1.05	1.24	0.94	1.26	1.13	1.11	0.77	0.54	0.79
Zeit	10a	10a	9a	8a	7a	7a	7a	8a	9a	9a	10a	10a	9a
					Abnahme. Wiese.								
Betrag	0.36	0.76	0.91	1.12	1.35	1.42	1.31	1.63	1.02	1.29	0.72	0.49	0.74
Zeit	4p	4p	5p	6p	7p	7p	7p	6p	4p	4p	3p	3p	6p
					Abnahme. Turm.								
Betrag	0.25	0.42	0.53	0.69	0.88	0.99	0.82	1.00	0.76	0.64	0.41	0.32	0.53
Zeit	4p	4p	5, 6p	6p	7p	8p	7p	7p	5p	4p	4p	3p	7p

Diese Temperaturänderungen zeigen eine deutliche jährliche Periode. Beide erreichen ihr Maximum im August, die Erwärmungen mit 1.93 um 7a, die Erkaltungen mit 1.63 um 6p; auf dem Turm treten die größten Änderungen eine Stunde später ein, mit 1.26° bzw. 1.00°, um 8a bzw. 7p. Desgleichen kann man eine wohlausgeprägte Jahresperiode für die Eintrittszeiten der maximalen stündlichen Änderungen aus der vorigen Zusammenstellung herauslesen. So tritt die größte Erwärmung im Januar um 11a ein und verschiebt sich bis auf 6a im Juli, um alsdann allmählich wieder auf spätere Stunden zu fallen. Die Ursache dürfte in den Bewölkungsverhältnissen zu suchen sein. Im Sommer hindert die vormittags beginnende Kumulusbildung eine andauernde, kräftige Einstrahlung, während in den frühen Morgenstunden die Bewölkung meist nur gering ist. Im Winter aber tritt im Laufe des Morgens Aufklarung ein, wie folgende Zahlen dartun, die einem von mir in der „Meteorologischen Zeitschrift“ erschienenen Artikel entnommen sind.

Digitized by Google

Täglicher Gang der Bewölkung in Abweichungen vom Mittel.

Dezember bis Februar. Mittel 1896/1900.

2a	4a	6a	8a	10a	Mtg.	2p	4p	6p	8p	10p	Mtn.
—.25	—.20	—.08	.75	.59	.42	.26	.23	—.36	—.61	—.49	—.24

Auch die Eintrittszeiten der größten Abkühlungen ändern sich periodisch. Da sie in Beziehung zum Sonnenuntergang stehen, so verspätet sich vom Sommer gegen den Winter hin ihr Zeitpunkt.

Was die tägliche Periode der stündlichen Änderungen angeht, so sei nur bemerkt, daß dieselben am geringsten um die Eintrittszeiten der Extreme sind.

4. Temperaturdifferenzen Turm minus Wiese. Ein Blick auf die Tabelle II lehrt, daß in der 32 m über dem Boden liegenden Luftschicht die Temperatur nach oben keineswegs stets annimmt, sondern daß sowohl Zu- wie Abnahme stattfinden kann. Nur um die Zeit vor und nach Mittag herrscht Temperaturabnahme; in allen anderen Stunden, also insbesondere die ganze Nacht hindurch, stellt sich Zunahme nach oben ein. Die Temperaturinversion ist demnach eine regelmäßige Erscheinung der untersten Luftschicht. Sie erstreckt sich auf die Mehrzahl der Stunden in allen Monaten, mit Ausnahme des Mai und Juni; im April und Juli ist ihre Zeitdauer mit jener der Abnahme gleich. Die Stundenzahl mit höherer Temperatur auf dem Turm als auf der Wiese läßt einen jährlichen Gang erkennen; das Maximum kommt dem Januar, das Minimum dem Mai und Juni zu.

Zahl der Stunden mit Temperaturinversion.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
18	16	14	12	11	11	12	14	15	16	18	19	14

Im Dezember ist es also nur während fünf Stunden oben kälter als unten, im Mai und Juni aber während 13, so daß in diesen Monaten die Stundenzahl mit Inversion um zwei geringer ist.

Von Interesse sind ferner die Zeitpunkte, wann die regelmäßige Abnahme mit der Höhe sich einzustellen beginnt und wieder aufhört. Aus der folgenden Zusammenstellung läßt sich entnehmen, daß die Abnahme erst etwa zwei bis drei Stunden nach Aufgang der Sonne eintritt und schon etwa ein bis zwei Stunden vor Untergang des Tagesgestirns aufhört, d. h. in Zunahme übergeht.

Zeitpunkt des Eintritts und Endes der Temperaturabnahme.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Eintritt	10a	9a	8a	7a	6a	6a	7a	8a	9a	10a	10a	10a	8a
Ende	3p	4p	5p	6p	6p	6p	6p	5p	4p	3p	3p	2p	5p

Die Temperaturdifferenzen, positive wie negative, sind an Größe je nach der Jahreszeit verschieden, im allgemeinen sind sie im Sommer größer als im Winter.

Mit Ausnahme des Dezember werden die größten positiven Differenzen schon vor Mitternacht, nach Sonnenuntergang erreicht. Am frühesten, direkt um Sonnenuntergang, scheinen sie im Oktober und November einzutreten; auf den August fällt mit dem ungewöhnlich hohen Betrag von 1.62° um 8p das Maximum. Nach Mitternacht sind die Gradienten meist kleiner als vorher und steigen nur ganz vereinzelt über 1°. Die negativen Differenzen übertreffen an Größe fast in allen Monaten die positiven und überschreiten in der wärmeren Jahreszeit um ein beträchtliches 1°. Das Maximum tritt im Juni mit 1.43° um Mittag und 1p ein. Auf 100 m reduziert, erhielte man für diese Stunden den sehr steilen vertikalen Gradienten von fast $4^1/_{20}$.

Digitized by Google

Größte Differenzen Turm minus Wiese.

Positive Differenzen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Betrag	0.19	0.38	0.46	0.58	0.68	1.21	1.09	1.62	1.18	0.85	0.42	0.27	0.67
Stunde	8P	7P 8P	10P 12	11P	10P	10P	10P	8P	8P	6P	5P	2a	10P

Negative Differenzen.

Betrag	−0.42	−0.71	−1.03	−1.22	−1.39	−1.43	−1.20	−1.39	−1.11	−0.94	−0.60	−0.4	−0.98
Stunde	Mtg.	1P	Mtg.	2P	10a Mtg.	1P,	1P 2P,	Mtg.	Mtg.	Mtg.	Mtg.	Mtg.	Mtg.

5. Reduktion der Mittel aus Terminbeobachtungen auf wahre Mittel. Mit Hilfe der 24stündigen wahren Tagesmittel ist es möglich, diejenigen Mittel auf ihre Genauigkeit zu prüfen, die nur aus einigen Stunden abgeleitet sind. Die Ergebnisse sind in der folgenden Zusammenstellung und zwar in Abweichungen vom wahren Mittel gegeben. Untersucht wurden folgende Formeln, die zur Herleitung aus den Terminbeobachtungen und Angaben der Extremthermometer in Gebrauch sind:

1. $6^a, 2^p, 10^p$ $\quad m = 1/3\,(6^a + 2^p + 10^p)$
2. $7^a, 2^p, 9^p$ $\quad m = 1/3\,(7^a + 2^p + 9^p)$
3. $7^a, 2^p, 9^p$ $\quad m = 1/4\,(7^a + 2^p + 9^p + 9^p)$
4. $8^a, 2^p, 8^p$ $\quad m = 1/3\,(8^a + 2^p + 8^p)$
5. Extreme $\quad m = 1/2\,(\text{max.} + \text{min.})$.

Abweichungen der Stundenkombinationen vom wahren Mittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
$6^a, 2^p, 10^p$	.12	.35	−.02	−.25	−.33	−.28	−.24	−.37	−.13	.09	.21	.17	−.07
$7^a, 2^p, 9^p$	.20	.44	.15	.21	.39	.52	.40	.36	.14	.20	.27	.22	.26
$7^p, 2^p, 9^p, 9^p$	.13	.30	.01	.05	.14	.12	.07	.13	−.11	−.01	.14	.14	.05
$8^a, 2^p, 8^p$	.22	.55	.47	.47	1.16	1.48	1.07	1.04	.66	.49	.33	.23	.70
Max. Min.	.06	.39	.43	.42	.40	.48	.60	.63	.64	.51	.22	.09	.42

Die genauesten Mittel liefert die Stundenkombination 7^a, 2^p und 9^p unter Anwendung der Formel 3; es ist überraschend, wie genau die Mittel werden, wenn man die Abendstunde doppelt in Rechnung stellt. Meist zu tiefe Werte erhält man aus den äquidistanten Stunden 6^a, 2^p und 10^p; kaum verwendbar zur Herleitung brauchbarer Mittel sind die Stunden 8^a, 2^p und 8^p, da in den Sommermonaten die Abweichungen vom 24stündigen Mittel bis zu $1\,1/2^0$ in positivem Sinne wachsen. Auch das Mittel aus den Tagesextremen ergibt zu hohe Werte und ist zur Berechnung nicht zu empfehlen.

II. Die tägliche Periode an heiteren und trüben Tagen.

Um den Einfluß der Bewölkung auf die tägliche Periode zahlenmäßig darzustellen, wurde die tägliche Periode für die heiteren und trüben Tage gesondert berechnet. Bei der Auswahl dieser Tage wurden, um jede Willkür nach Möglichkeit zu vermeiden, auch die Registrierungen des Sonnenscheinautographen und die zweistündlichen Aufzeichnungen der Bewölkung zu Hilfe genommen. Als heitere Tage galten solche, an denen die Brennspur des Autographen keine nennenswerte Unterbrechung erlitt und das Tagesmittel der Bewölkung kleiner als 2 war. Bei den trüben Tagen wurden solche mit meßbaren Niederschlägen ausgeschlossen; nur im Sommer mußte zuweilen von dieser Bedingung abgesehen werden. Kein Sonnenschein war dagegen in allen Fällen unerläßliche Forderung. Ich habe nur die Monate Dezember und Januar einerseits, Juni und Juli andererseits in Rechnung gestellt und außerdem erstere als Winter, letztere als Sommer zusammengefaßt. Derart ergaben sich für den Winter 10 heitere und 11 trübe, für den Sommer 14 heitere und 7 trübe Tage. Die wichtigsten Ergebnisse sind in folgender Übersicht zusammengestellt.

Digitized by Google

Tägliche Periode an normalen, heiteren und trüben Tagen im Winter und Sommer.

I. Winter.

a) Mittel aus sämtlichen Tagen.

	2a	4a	6a	8a	10a	Mtg.	2p	4p	6p	8p	10p	Mtn.	Mittel
Wiese	—0.21	—0.35	—0.43	—0.42	0.24	1.41	1.74	1.00	0.56	0.27	0.05	—0.15	0.31
Turm	0.03	—0.20	—0.27	—0.30	0.09	0.97	1.41	1.12	0.70	0.46	0.22	—0.01	0.35

b) Heitere Tage.

	2a	4a	6a	8a	10a	Mtg.	2p	4p	6p	8p	10p	Mtn.	Mittel
Wiese	—5.66	—6.62	—7.44	—7.75	—5.92	—1.99	—0.83	—2.65	—4.21	—5.16	—5.91	—6.19	—5.03
Turm	—5.20	—5.86	—6.87	—6.91	—5.67	—2.54	—1.24	—1.66	—3.24	—4.31	—4.90	—5.25	—4.47

c) Trübe Tage.

Wiese	0.10	0.08	0.03	—0.10	0.19	0.44	0.56	0.15	—0.26	—0.40	—0.66	—0.79	—0.05
Turm	—0.01	—0.07	—0.10	—0.22	0.02	0.09	0.12	—0.01	—0.25	—0.35	—0.81	—0.90	—0.23

II. Sommer.

a) Mittel aus sämtlichen Tagen.

Wiese	13.30	12.66	13.60	16.35	18.74	20.20	21.00	20.58	19.22	16.89	15.05	14.13	16.81
Turm	14.14	13.34	13.65	15.68	17.48	18.90	19.76	19.75	19.11	17.70	16.20	15.11	16.73

b) Heitere Tage.

Wiese	13.26	12.32	14.22	19.81	21.88	24.56	25.71	26.16	24.58	20.55	17.64	16.43	19.76
Turm	14.70	13.54	15.19	18.84	21.20	23.15	24.41	25.18	24.86	22.49	19.87	18.03	20.12

c) Trübe Tage.

Wiese	13.95	13.51	13.76	14.67	16.00	16.65	17.30	17.01	15.98	14.83	14.13	13.66	15.12
Turm	13.96	13.67	13.49	14.13	14.80	15.71	16.21	16.34	15.63	14.77	14.33	13.93	14.75

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, daß die mittlere Temperatur an heiteren Tagen im Winter tiefer, im Sommer höher ist als im Durchschnitte sämtlicher Tage, wie es ohne weiteres aus dem Verhältnisse der den Wärmegang regulierenden Faktoren Einstrahlung und Ausstrahlung zu erwarten ist. In der kalten Jahreszeit beläuft sich die negative Abweichung auf fast $5^1/_2{}^0$, die positive in der heißen auf nur rund 3^0. Die Temperatur der trüben Tage entfernt sich nur wenig von der mittleren, jedesmal in negativer Richtung und zwar im Sommer mehr als im Winter; jedoch erreicht die Abweichung noch nicht 2^0. Man hätte im Winter vielleicht eine positive Anomalie erwartet; das vorige Ergebnis rührt aber daher, daß die Regentage, die mit mildem Wetter verbunden sind, ausgeschlossen wurden.

Die Berechnung der periodischen Amplituden führt zu folgender Tabelle.

Periodische Wärmeschwankung.

		An allen	heiteren	trüben Tagen
Winter	Wiese	2.17°	6.92°	1.35°
	Turm	1.68	5.67	1.02
Sommer	Wiese	8.34	13.84	3.79
	Turm	6.42	11.64	2.85

In Wirklichkeit dürften die Amplituden vielfach etwas größer sein, da zu ihrer Ableitung nur zweistündige Mittel Verwendung finden konnten. Trotzdem lassen die Zahlen den gewaltigen Unterschied in der Größe der Wärmeschwankung an jenen bevorzugten Tagen erkennen. Im Winter beträgt die Amplitude an heiteren Tagen mehr als das Fünffache derjenigen an trüben und im Sommer auch noch über das $3^1/_2$fache.

Charakteristische Unterschiede weisen ferner die Differenzen Turm minus Wiese an den heiteren und trüben Tagen auf; sie sind im folgenden gegeben.

Differenzen Turm minus Wiese.

Heitere Tage.

	2a	4a	6a	8a	10a	Mtg.	2p	4p	6p	8p	10p	Mtn.
Winter	0.46	0.76	0.57	0.84	0.25	—0.55	—0.41	0.99	0.97	0.85	1.01	0.94
Sommer	1.44	1.22	0.97	—0.97	—0.68	—1.41	—1.30	—0.98	0.28	1.94	2.23	1.60

Digitized by Google

Trübe Tage.

Winter	—0.14	—0.15	—0.13	—0.12	—0.17	—0.35	—0.44	—0.19	0.01	0.05	—0.15	—0.11
Sommer	0.01	0.16	—0.27	—0.54	—1.20	—0.94	—1.09	—0.67	—0.35	—0.03	0.20	0.27

Wie ein Blick auf vorstehende Zahlen lehrt, sind an heiteren Tagen die Differenzen bedeutend größer als im Durchschnitte sämtlicher Tage, insbesondere erreicht die Temperaturzunahme nach oben im Sommer um Sonnenuntergang ganz erhebliche Beträge. In einzelnen Fällen wurden Differenzen bis zu $4^1/_2{}^0$ aufgezeichnet. An trüben Tagen scheint aber die Tendenz zu einer Abnahme mit wachsender Höhe zu bestehen. Im Winter herrscht von 6 bis 8P fast völlige Isothermie in der bodennahen Schicht, während der übrigen Zeit Abnahme. Im Sommer ist die Inversion auf wenige Stunden beschränkt und die Gradienten sind geringer.

I. Abweichungen der Stundenmittel vom Tagesmittel. Wiese.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1a	—0.47	—0.86	—1.57	—2.28	—3.13	—3.53	—2.74	—3.05	—2.13	—1.48	—0.87	—0.42	—1.89
2a	—0.54	—0.97	—1.84	—2.60	—3.52	—3.95	—3.07	—3.42	—2.38	—1.67	—0.99	—0.50	—2.13
3a	—0.62	—1.00	—2.04	—2.83	—3.84	—4.34	—3.42	—3.76	—2.53	—1.88	—1.07	—0.60	—2.34
4a	—0.67	—1.06	—2.23	—3.06	—4.14	—4.60	—3.69	—4.00	—2.73	—2.07	—1.15	—0.66	—2.52
5a	—0.70	—1.12	—2.38	—3.28	—4.14	—4.45	—3.67	—4.23	—2.90	—2.22	—1.27	—0.72	—2.61
6a	—0.74	—1.22	—2.50	—3.20	—3.47	—3.34	—3.08	—3.95	—2.95	—2.34	—1.42	—0.75	—2.43
7a	—0.68	—1.23	—2.32	—2.46	—2.12	—1.86	—1.77	—2.88	—2.57	—2.31	—1.46	—0.75	—1.88
8a	—0.67	—1.13	—1.76	—1.21	—0.68	—0.27	—0.64	—0.95	—1.40	—1.72	—1.44	—0.79	—1.06
9a	—0.48	—0.56	—0.50	0.17	0.65	0.98	0.57	0.78	0.20	—0.38	—0.86	—0.64	—0.02
10a	—0.04	0.34	0.74	1.25	1.77	2.22	1.65	2.01	1.59	1.16	0.21	—0.09	1.05
11a	0.34	1.20	1.62	2.05	2.53	3.02	2.36	3.02	2.58	2.21	1.13	0.61	1.89
Mittag	0.99	1.83	2.32	2.62	3.26	3.66	3.13	3.72	3.20	3.02	1.88	1.21	2.56
1P	1.24	2.32	2.76	3.17	3.65	4.25	3.59	4.14	3.69	3.39	2.36	1.53	2.99
2P	1.36	2.63	3.21	3.51	3.91	4.48	3.91	4.51	3.86	3.55	2.51	1.51	3.23
3P	1.10	2.49	3.24	3.51	4.04	4.30	3.73	4.69	3.75	3.25	2.02	1.11	3.09
4P	0.76	2.11	2.90	3.34	3.88	3.95	3.59	4.46	3.45	2.49	1.30	0.62	2.72
5P	0.40	1.35	2.17	2.91	3.40	3.51	3.00	3.68	2.43	1.20	0.73	0.33	2.08
6P	0.24	0.77	1.26	2.13	2.70	2.62	2.21	2.43	1.06	0.40	0.39	0.16	1.35
7P	0.07	0.47	0.47	1.01	1.59	1.64	1.26	0.80	0.06	—0.03	0.14	0.05	0.61
8P	—0.04	0.16	—0.04	0.10	0.24	0.22	—0.05	—0.44	—0.49	—0.37	—0.09	—0.04	—0.08
9P	—0.08	—0.09	—0.43	—0.43	—0.62	—1.07	—0.93	—1.06	—0.86	—0.63	—0.24	—0.10	—0.56
10a	—0.26	—0.36	—0.78	—1.05	—1.43	—1.97	—1.54	—1.67	—1.29	—0.93	—0.46	—0.26	—1.02
11a	—0.38	—0.55	—1.06	—1.49	—2.00	—2.53	—1.95	—2.22	—1.65	—1.20	—0.66	—0.40	—1.36
Mitternacht	—0.46	—0.69	—1.36	—1.82	—2.54	—3.03	—2.33	—2.67	—1.90	—1.47	—0.81	—0.47	—1.64

II. Differenzen: Turm minus Wiese.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1a	0.10	0.28	0.45	0.47	0.55	1.02	0.86	1.05	0.78	0.59	0.32	0.15	0.55
2a	0.09	0.26	0.41	0.47	0.55	0.93	0.76	0.91	0.66	0.56	0.30	0.27	0.50
3a	0.15	0.24	0.43	0.41	0.43	0.83	0.69	0.89	0.57	0.48	0.32	0.19	0.47
4a	0.15	0.23	0.41	0.38	0.43	0.74	0.62	0.76	0.50	0.46	0.25	0.16	0.43
5a	0.15	0.19	0.44	0.40	0.31	0.61	0.47	0.72	0.46	0.45	0.27	0.16	0.40
6a	0.15	0.20	0.47	0.27	—0.05	—0.03	0.13	0.51	0.32	0.43	0.31	0.17	0.24
7a	0.09	0.20	0.27	—0.10	—0.48	—0.37	—0.44	0.16	0.19	0.40	0.29	0.12	0.03
8a	0.09	0.11	—0.02	—0.45	—0.83	—0.72	—0.63	—0.56	—0.18	0.17	0.24	0.14	—0.24
9a	0.01	—0.16	—0.52	—0.84	—1.11	—1.08	—0.91	—1.03	—0.70	—0.34	0.02	0.05	—0.55
10a	—0.19	—0.45	—0.87	—1.12	—1.39	—1.38	—1.15	—1.26	—0.96	—0.77	—0.37	—0.12	—0.83
11a	—0.13	—0.59	—0.94	—1.18	—1.38	—1.42	—1.13	—1.38	—1.02	—0.87	—0.52	—0.28	—0.92
Mittag	—0.42	—0.68	—1.03	—1.16	—1.38	—1.43	—1.17	—1.39	—1.11	—0.94	—0.60	—0.45	—0.98
1P	—0.38	—0.71	—0.98	—1.21	—1.32	—1.43	—1.20	—1.29	—1.06	—0.83	—0.59	—0.44	—0.95
2P	—0.38	—0.64	—0.95	—1.22	—1.24	—1.28	—1.20	—1.15	—0.93	—0.73	—0.48	—0.23	—0.87
3P	—0.10	—0.41	—0.75	—1.08	—1.06	—1.16	—1.02	—0.98	—0.72	—0.43	—0.06	0.02	—0.65
4P	0.06	—0.19	—0.49	—0.85	—0.91	—0.75	—0.90	—0.71	—0.40	0.00	0.26	0.19	—0.39
5P	0.17	0.15	—0.22	—0.65	—0.65	—0.63	—0.54	—0.15	0.25	0.65	0.42	0.25	—0.08
6P	0.16	0.35	0.16	—0.26	—0.32	—0.19	—0.04	0.56	0.86	0.85	0.40	0.23	0.23
7P	0.15	0.38	0.42	0.17	0.03	0.23	0.39	1.38	1.11	0.77	0.38	0.21	0.47
8P	0.19	0.37	0.46	0.45	0.50	0.73	0.88	1.62	1.18	0.68	0.36	0.20	0.63
9P	0.12	0.31	0.41	0.44	0.61	1.03	1.07	0.96	1.00	0.67	0.29	0.17	0.63
10P	0.17	0.35	0.46	0.52	0.63	1.21	1.09	1.39	0.97	0.63	0.30	0.18	0.67
11P	0.15	0.33	0.46	0.58	0.65	1.12	1.01	1.29	0.94	0.65	0.32	0.18	0.64
Mitternacht	0.09	0.26	0.46	0.53	0.67	1.12	0.85	1.21	0.82	0.62	0.31	0.19	0.59
Mittel	0.02	0.22	—0.05	—0.21	—0.28	—0.10	—0.06	0.17	0.15	0.17	0.11	0.07	0.00

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Dunstbildung aus Stratusformen. In einem Aufsatze „Über die Wolkenbildung in Alpentälern“ (Berichte des Naturw.-mediz. Vereins in Innsbruck, Bd. XXIX, Jahrg. 1904) finden sich schon einzelne Beobachtungen mitgeteilt, die sich auf Dunstbildungen beziehen, die aber wegen des losen Zusammenhanges mit dem Gegenstande der Untersuchung nicht weiter diskutiert wurden. Wenn dies jetzt an dieser Stelle geschieht, so möchte ich dadurch nur die Aufmerksamkeit auf den merkwürdigen Zusammenhang zwischen Dunst- und Stratusbildung lenken, der bisher wohl nur Luftschiffern und Beobachtern auf Hochstationen aufgefallen ist. Ich machte die Beobachtungen zum größten Teile auf dem Patscherkofel bei Innsbruck.

Wir sehen von der Höhe aus sehr häufig, daß die Luft im Tale getrübt erscheint, oft fein bläulich, oft grau. Die Trübung ist im Tale ungemein gleichmäßig verteilt, sowohl im Haupttale, wie in allen Seitentälern, während die Umrisse der Berge, soweit sie über die Dunstschicht emporragen, sich scharf und klar gegen den Himmel abzeichnen, dem Beobachter im Tale aber natürlich auch fein getrübt, wie verschleiert erscheinen. Noch merkwürdiger erschien dann diese Dunstbildung, als genauere Beobachtung oft zwei bis drei verschiedene Dunstschichten ergab, die in gewissen Horizonten übereinander lagen, während die Zwischenräume klar und ungetrübt erschienen. Blickt man an sonnigen Sommertagen vom Patscherkofel gegen die nördlich des Inntales aufragenden nördlichen Kalkalpen, so erscheinen diese wie von langen Streifen durchzogen. Diese Dunstbildungen verschwinden, sobald kräftigere Winde im Tale einsetzen, z. B. Föhn. Dieses Verschwinden der Dunstschicht trägt vielleicht am meisten bei zur Ausbildung der sogenannten „Föhnsicht“, welche durch Überwiegen blauer und violetter Farbtöne im Landschaftsbilde, sowie durch scheinbare Nähe und große Klarheit der Sehobjekte gekennzeichnet ist. Es kommt vor, daß auf dem Patscherkofel der Föhn bereits weht, aber noch nicht in das Tal durchgebrochen ist. Will man nun von der Höhe aus beobachten, wann der Föhn in das Tal durchbricht, so hat man nur zu beobachten, wann die Dunstschicht im Tale verschwindet. Dadurch ist der Zeitpunkt des Föhnausbruches im Tale gegeben. Diese Beobachtung konnte oft ausgeführt werden.

Vor allem beachtenswert erscheint nun der Umstand, daß dieser Dunst sich immer nach Auflösung einer Wolkendecke bildet, ob es sich jetzt um Bodennebel oder um eine in einem höheren Niveau zwischen den Talgehängen lagernde Wolkendecke[1]) handelt, während die Entstehung aus einem noch höheren Stratussystem nicht mit genügender Sicherheit nachgewiesen werden konnte. Es konnte zwar in drei Fällen eine milchige Trübung der Luft bis etwa 2500 m herab beobachtet werden, so daß die höheren Berggipfel wie durch einen Schleier sichtbar waren. Aber ein Zusammenhang mit einer früher in diesem Niveau liegenden Stratusschicht ließ sich nicht erweisen. Ebensowenig ließen sich diese seltsamen Bildungen als „barometric fog“ nachweisen.

Daß Dunstbildung aus Stratus in höheren Niveaus nicht sicher beobachtet werden konnte, erklärt sich vielleicht daraus, daß in größeren Höhen fast stets lebhaftere Luftbewegungen herrschen. Stärkere Winde zerstören ja auch im Tale die Dunstbildung. Diese tritt am ehesten ein an windstillen Tagen in dem verhältnismäßig abgeschlossenen Raume eines Tales; doch muß sie auch im Alpenvorlande sehr häufig sein, wie aus dem Beobachtungsjournale der Zugspitze hervorgeht. Fast immer, wenn eine im Flachlande und den Gebirgstälern lagernde Wolkendecke sich gelöst hat, notiert der Beobachter: „Flachland, Täler dunstig“.

Mit größter Sicherheit wurde aber sehr oft die Dunstbildung aus Bodennebel, Talnebeldecken und Wolkenbänken beobachtet, wofür sich einige Belege in der bereits angeführten Abhandlung finden. Der Dunst tritt an die Stelle des Nebels und stellt gleichsam dessen Endprodukt dar, vorausgesetzt, daß die Lösung des Nebels nicht durch eine kräftige Luftbewegung verursacht wurde. In diesem Falle tritt ja fremde Luft an die Stelle der Wolkenluft. Am häufigsten ist die Dunstbildung dann, wenn eine in den Tälern stagnierende Wolkendecke durch eine Antizyklone langsam gelöst wird.

[1]) Diese Wolkendecken, die sich im Inntal stets zwischen etwa 1000 und 1800 m ausbilden, wurden in der eingangs erwähnten Abhandlung als „Talnebeldecken“ bezeichnet, ein Name, der hier beibehalten wird.

Digitized by Google

Die Lösung von Nebel in Dunst geht meist sehr langsam vor sich, der Übergang vom undurchsichtigen Nebel in durchsichtigen Dunst ist zumeist ganz allmählich. Als Beispiel zitiere ich die Beobachtung vom 12. Oktober 1904, ausgeführt am Lanserkopf bei Innsbruck: „Morgens Aufklaren von W her. Bodennebel. 11^{15a}: Aufklaren im S—NW. Im Inntale bis etwa 1200 m Dunstschicht, die von W nach E an Undurchsichtigkeit zunimmt. Im Unterinntale geht die Dunstschicht ganz allmählich in Bodennebel über. Im Stubaitale gleiche Dunstbildung wie im Inntale."

Man hätte in diesem Falle nicht sagen können, wo der Dunst aufhörte und der Nebel anfing.

Noch schöner zeigte sich dieser Übergang am 17. September 1905 auf der Zugspitze, ein Fall, der von einer größeren Anzahl von Meteorologen beobachtet wurde.

Nach heftigem Niederschlage am 16. September hatte sich am Morgen des Folgetages ein ausgedehntes Nebelmeer über dem Flachlande und den Gebirgstälern gebildet, das bis etwa 1700 m hoch reichte. Unter Kumulierung der Oberfläche löste sich die Nebeldecke bis mittags in den Gebirgstälern in Dunst; im Laufe des Nachmittags erfolgte die Lösung auch im unmittelbaren, nördlichen Vorlande der Zugspitze, während im Flachlande die Nebeldecke sich erhielt. Abends wurde der Dunst wieder dichter und undurchsichtiger, bis sich einige Wolkenpartien wie Konkretionen ausschieden, die immer ausgedehnter wurden; gegen 9^{h} abends lag nördlich der nördlichen Kalkalpen bereits wieder eine kompakte Nebeldecke, die nach Mitternacht über die Senkung von Seefeld in das Inntal eindrang. Die Lösung dieser Nebeldecke in Dunst ging am Morgen des 18. September ziemlich rasch vor sich. Als wir während des Abstieges in die Dunstschicht hineintauchten, erschienen plötzlich die Berge über uns verschleiert. Doch traten die höheren Partien des Gebirges immerhin schärfer hervor als die mittleren, die am meisten getrübt erschienen. Hieraus konnte auch aus der Tiefe geschlossen werden, daß die Dunstschicht nur bis zu einer mittleren Höhe am Gebirge hinaufreichte.

Wenn früher die Dunstbildung als Endprodukt der Lösung einer Wolkendecke bezeichnet wurde, so ist dies nicht ganz richtig. Dieser Vorgang wurde nur am häufigsten beobachtet. Doch geht aus nachfolgender Beobachtung hervor, daß die Dunstbildung auch als Vorläufer einer Wolkendecke auftreten kann. Die Beobachtung[1]) wurde von A. Defant und mir auf dem Patscherkofel ausgeführt.

19. Dezember 1904. Morgens Stratus. Rasche Aufheiterung von W. An den Bergkämmen erhalten sich stellenweise Wolkenbänke, die sich langsam auflösen. Um Mittag ist der Himmel wolkenlos, nur über dem Gaistale (nordwestlich von Innsbruck bei der Zugspitze) eine Wolkenbank, jedoch tiefer als die Bergkämme. Nördlich von Innsbruck an den Kalkalpen in 1200 m Höhe ein Dunststreifen. 2^{p}: Die Dunstschicht an der Nordkette ist stärker geworden und reicht bis 1800 m. Über Gaistal und westlich von Seefeld Nebelhaufen in etwa 1600 m Höhe, die in das Inntal herausziehen. Sonst wolkenlos, windstill. 2^{30h}: Eine sehr mächtige Nebelmasse dringt keilförmig von N über das Becken von Seefeld ein, die aber über dem Inntal sich wieder löst. Sehr rasch bildet sich am Ostgehänge der Saile — also auf der südlichen Tallehne! — eine Wolkenbank in 1400 m Höhe. Oberes Niveau der Dunstschicht an den nördlichen Kalkalpen und des Wolkenkeiles über Seefeld in gleicher Höhe. Windstill. 2^{40h}: Wolkenbank an Saile verstärkt. 3^{p}: Wolkenkeil über Seefeld verstärkt. Im Südgehänge der Miemingerkette (Oberinntaler Kalkalpen) hat sich eine Wolkenbank gebildet, d. h. der Keil breitet sich in das Oberinntal aus. 3^{20p}: Im Gehänge des Hochnißl (Unterinntaler Kalkalpen) hat sich in 1400 bis 1500 m Höhe eine Wolkenbank gebildet. 4^{30h}: Der Wolkenkeil ist von Seefeld über das Inntal hereingedrungen. An den nördlichen Kalkalpen bei Innsbruck hat sich in ganzer Ausdehnung eine mächtige Wolkenbank gebildet, obere Grenze dort, wo früher die höchste Dunstschicht lag. [Die weiteren Beobachtungen beziehen sich nur mehr auf die gänzliche Ausbildung und stabile Lagerung einer geschlossenen Talnebeldecke.]

Am 20. Dezember löste sich die Nebeldecke in Dunst.

Dieser Beobachtung ist wenig beizufügen. Die Talnebelbildung ging in dem gleichen Raume vor sich, in dem sich vorher Dunst gebildet hatte und der gleichsam den Raum für

[1]) Bereits zitiert in der Abhandlung: Über die Wolkenbildung in Alpentälern.

Digitized by Google

die Talnebeldecke abgesteckt hatte. Die Dunstschicht stellte sich genetisch als erstes Stadium, als Vorläufer der Wolkenbildung dar. Dem Beobachter mußte sich die Vermutung aufdrängen, als sei diese Dunstbildung das erste Kondensationsstadium gewesen, womit sich der Beobachter freilich nach allem, was wir von Kondensation wissen, auf völlig haltlosen Boden begibt.

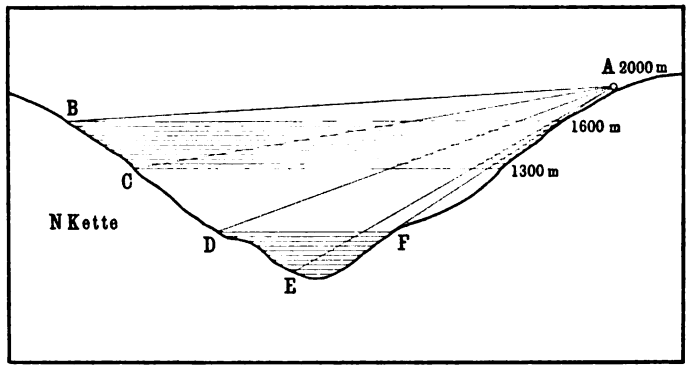
Immerhin ist zu erwägen, welche Bestandteile der Luft die optische Inhomogenität verursachen. Sicher kann die Trübung nicht durch das Wechselspiel auf- und absteigender Luftströme als Folge der Konvektion angesehen werden. Die Aufeinanderfolge mehrerer, scharf voneinander abgegrenzter Schichten spricht dagegen, und ein genetischer Zusammenhang mit Stratusbildungen wäre sehr schwer zu konstruieren.

Viel näher liegt die Erklärung, daß es sich bei dieser Dunstbildung um eine mechanische Trübung der Luft durch Staubteilchen handelt. Wir haben zu beachten, daß die Dunstbildung dort eintritt, wo vorher Kondensation herrschte oder wo Kondensation der Dunstbildung nachfolgte [1]).

Die vorausgegangene Kondensation konnte nur an Staubteilchen vor sich gegangen sein. Die Auflösung der Talnebeldecken geht meist unter Kumulierung von der Oberfläche der Wolkendecke aus, wenn wir von der Auflösung durch wärmere Luftströmungen absehen.

Bei der Auflösung der Wolken verdampfen die Tröpfchen, die Kondensationskerne, die Staubteilchen, bleiben übrig und bleiben, wenn kein lebhafterer Wind eintritt, in der gleichen Luftschicht suspendiert, in der vorher Kondensation herrschte.

Fig. 1.



Ähnlich gestaltet sich die Erklärung, wenn die Dunstbildung als Vorläuferin der Wolkenbildung eintritt. In dem betrachteten Falle vom 19. Dezember 1904 wurde ein selbständiges Anschwellen der Dunstschicht beobachtet. Tatsächlich wurde dieses Anschwellen durch Wolkenluft verursacht, die über Seefeld in das Inntal eindrang. Über dem Tale verdampfen die Wolken, weil bei der Temperatur im Inntale während des Nachmittages der vorhandene Wasserdampf zur Kondensation nicht hinreichte und erst nach beginnender Abkühlung kondensieren konnte. Es verdampfte aber nur der Wasserdampf, die Kondensationskerne blieben. Da aber kontinuierlich über Seefeld Luft nachströmte, so trat in der Luftschicht zwischen 1200 bis 1800 m eine Anreicherung mit Staubteilchen ein. Es scheint demnach erklärlich, daß die Dunstschicht den Raum abgrenzte, in dem später infolge der Abkühlung die Talnebelbildung vor sich ging. Die Dunstschicht reichte nicht ganz bis zur Höhe der Beobachtungsstation auf dem Patscherkofel, 1970 m, hinauf. Trotzdem wurde hier in der Zeit von 1^{p} bis 3^{p} ein Anstieg des Staubgehaltes von 200 auf 550 Teilchen pro Cubikcentimeter beobachtet. Es scheint nun fraglich, ob ein an sich geringer Staubgehalt, der in der Dunstschicht selbst allerdings als größer angenommen werden kann, eine merkliche Trübung der Luft verursachen kann. Dabei ist aber zu bemerken, daß diese Dunstschichten oft von sehr großer Ausdehnung und bedeutender vertikaler Mächtigkeit sind, so daß die Annahme eines optischen Effektes nicht unbedingt zurückgewiesen werden kann.

In den Tälern lagert bei windstillem Wetter fast immer eine Dunstschicht. Dem Beobachter im Tale kommt aber ihre Existenz nicht recht zum Bewußtsein, weil ihm die ganze Umgebung getrübt erscheint. Die Existenz mehrerer Schichten übereinander, die Bildung des Dunstes aus Nebel erkennt nur der Beobachter in der Höhe. Aber auch von

[1]) Die Annahme, daß die Trübung durch kleine Tröpfchen verursacht würde, scheint deshalb unmöglich, weil nach den Beobachtungen die Luft in dem durch Dunstbildung ausgezeichneten Horizonte zumeist nicht gesättigt, oft sogar relativ sehr trocken ist.

Digitized by Google

Höhenstationen aus ist die wahre Mächtigkeit der Dunstschichten schwer zu bestimmen, wie folgendes Beispiel erläutern soll.

Der Beobachter befinde sich in A auf dem Patscherkofel in 2000 m Höhe, die obere Dunstschicht liege in einer Höhe von 1300 bis 1600 m quer über dem Inntale, ebenso liege im Tale eine Dunstschicht. Der Beobachter blickt gegen die Nordkette. Die obere Grenze der höheren Dunstschicht wird er leicht bestimmen können, die Höhe von B ist leicht zu fixieren. Die untere Grenze bei C kann von A aus direkt überhaupt nicht genau ermittelt werden. Nur ein Hilfsmittel bietet sich dem Beobachter. Visiert er gegen C, so wird ihm hier die Dunstschicht viel dichter vorkommen, als wenn er nach D oder einem Punkte zwischen C und D visiert. So erklärt sich auch die auffällige Tatsache, warum die Dunstschichten, vom Patscherkofel aus gesehen, immer an der Nordkette ein Dichtigkeitsmaximum zu haben scheinen. Am reinsten wird der Blick nach F sein, während das Tal bei E wieder viel trüber erscheinen wird. Eine genaue Ermittelung der unteren Grenze bei C ist aber von A aus nicht möglich. Erst ein Beobachter unter 1300 m kann die Höhe von C bestimmen. Da aber ein zweiter Beobachter fast nie zur Verfügung stand, so konnte ich die Bestimmung der unteren Grenze immer nur dadurch vornehmen, daß ich von A in die Tiefe stieg. Kommt man hierbei in die Höhenschicht zwischen 1300 bis 1600 hinein, so ist der Ausblick horizontal gegen die Nordkette am meisten verschleiert, während unter 1300 m das Stück CD an der Nordkette als klares Band erscheint.

Ein experimenteller Nachweis dafür, daß die durch Dunstbildung gekennzeichnete Trübung durch Stäubchen verursacht wird, könnte vielleicht durch Staubmessungen oberhalb und unterhalb der Dunstschicht erbracht werden, was bisher nicht geschehen ist. Die größte Schwierigkeit liegt darin, daß diese Messungen sich nur auf den Staubgehalt der Luftschichten unmittelbar über dem Erdboden beziehen und nicht auf die Luftschichten direkt über dem Tale, wo Störungen infolge der Konvektion viel weniger stattfinden. Ein strenger Beweis für die Stäubchennatur dieser Dunstbildungen kann somit derzeit nicht erbracht werden. Es hat sich ja vor allem auch darum gehandelt, zu zeigen, daß diese auffälligen Dunstbildungen im Tale fast immer in Zusammenhang zu bringen sind mit der Entstehung oder Auflösung von Stratusdecken oder Wolkenbänken, weshalb der Behandlung der Erscheinung ein breiterer Raum eingeräumt wurde. Für den Beobachter auf einer Höhenstation spielt die Erscheinung überdies eine große Rolle im jeweiligen Wetterbilde. H. v. Ficker.

Hergesell. Neue Beobachtungen über die meteorologischen Verhältnisse der hohen wärmeren Luftschicht[1]). Bei ihren Untersuchungen der höheren Luftschichten mittels Registrierballons haben sowohl Assmann als Teisserenc de Bort in der Höhe von etwa 11 km eine warme Schicht konstatiert, deren hohe Temperatur bisher unerklärt war (vgl. Rdsch. 17, 381, 1902). Herr Hergesell teilt nun eine Beobachtung mit, welche auf dieses Phänomen einiges Licht zu verbreiten scheint.

Am 9. Februar 1905 ließ er in Straßburg einen Registrierballon aufsteigen, der mit sehr sorgfältig geprüften Apparaten versehen war und mit einem neu konstruierten Theodoliten genau verfolgt werden konnte; es gelang, den Moment des Platzens zu beobachten und während des Auf- und Abstieges die nötigen Daten zur Festlegung der Horizontalbewegung der Atmosphäre während des Fluges zu sammeln. Die Ballons wurden zwei Tage nachher aufgefunden; das Instrument hatte vorzüglich geschrieben, die Uhr war nicht stehengeblieben, und aus allen Höhen waren Bestimmungen sämtlicher meteorologischer Elemente herabgebracht worden. Aus den registrierten Kurven hat Herr Hergesell die Höhen, die Temperaturen und die relative Feuchtigkeit ausgewertet und für die Zeit von 28 bis 52 Minuten nach dem Aufstiege, und zwar von zwei zu zwei Minuten, in einer Tabelle wiedergegeben, welche außerdem die Richtung und die Stärke des Windes enthält. Sie beginnt für den Aufstieg mit der Höhe 10 520 m und der Temperatur — 64.2° und endet beim Abstieg mit 10 480 m und — 62,6°.

Die warme Schicht zeigt sich in 11 400 m, nachdem der Ballon 30 Minuten gestiegen war. Die Temperaturabnahme hört hier (bei — 69°) plötzlich auf und geht in eine scharfe Zunahme über, die mit wachsender Höhe kleiner wird. Die Temperaturverteilung zeigt jene eigentümliche blätterige Schichtung, die Teisserenc de Bort hervorgehoben hat. In der

[1]) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, B. I, Heft 3. Referat aus der Naturw. Rundschau 20, 486, 1905.

Digitized by Google

Maximalhöhe von 15080 m ist die Temperatur auf — 57° gestiegen, also für 3680 m um 12°. Der Abstieg bietet ganz analoge Verhältnisse. Nachdem der Ballon in 15080 m geplatzt war fiel er, die Temperatur sank wieder, und der Wendepunkt, also die untere Grenze der warmen Schicht wurde in 11300 m erreicht. Auch die Feuchtigkeitskurve zeigt beim Übergang in die warme Schicht einen starken Knick, und zwar sowohl beim Eintritt wie beim Austritt; wenn auch die numerischen Werte, welche das Haarhygrometer bei den tiefen Temperaturen gibt, nicht ganz zuverlässig sind, so scheint doch die warme Schicht jedenfalls eine größere relative Feuchtigkeit besessen zu haben.

Sehr wichtig sind nun die Ergebnisse der Visierungen; sie beweisen, daß die Windverhältnisse sich beim Erreichen der warmen Schicht völlig verändert haben. Unten herrschten nordöstliche Winde, die ganz unten schwach waren, mit der Höhe an Stärke zunahmen und in 10000 m eine Geschwindigkeit von etwa 30 m/sec, also einen wahren Oststurm zeigen. Sowie der Ballon die warme Schicht erreichte, nahm die Windstärke bedeutend ab, die Richtungen gingen über N in NW über, und von 13000 bis 15080 m herrschte fast reiner NW mit etwa 14 m/sec. Die warme Schicht unterbricht also nicht nur den stetigen Verlauf von Temperatur und Feuchtigkeit, sondern repräsentiert eine völlig andere Luftströmung. In den großen Höhen existierte ein ostwärts gerichteter Luftstrom, der unabhängig von den Strömungen der unteren Schichten, in denen die Mischungen vertikaler Strömungen eine fast adiabatische Temperaturabnahme bedingen, wie die Temperaturverteilung zeigt, keine vertikalen Strömungen enthielt, sondern eine warme, feuchte Strömung darstellt, deren Herkunft durch weitere Beobachtungen wahrscheinlich wird aufgeklärt werden können.

Dr. F. Goll: Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen Anden [1]). Die Anden Südamerikas zeigen ein Phänomen, das wohl geeignet ist, das Interesse weiterer Kreise zu erregen; es ist dies das eigentümliche Leuchten der dortigen Vulkane, speziell jener in Chile. Das Volk bezeichnet die in Frage stehende Eigenschaft eines Vulkans mit dem Ausdruck: „El volcan relámpaga". Mehrere Schriftsteller schildern das Phänomen; als erster erwähnt dasselbe wohl Vidaure (Geschichte des Königreichs Chile). Miers (Travels to Chile, II) berichtet, daß man fast in ganz Chile während heiterer Sommernächte ein Wetterleuchten wahrnehme, aber nirgends Wolken sehe oder ein vorausgehendes oder nachfolgendes Gewitter beobachte. Meyen (Reise um die Erde, I) fand dieses Leuchten um so stärker, je näher er an die Vulkane kam und je klarer die Atmosphäre war. Er sah am Vulkan von Rancagua bald nach Sonnenuntergang aus dem Krater des Berges eine Lichtmasse hervortreten, welche einem Blitze glich, im nächsten Augenblicke aber wieder verschwand. Gleich darauf trat eine Feuermasse heraus, die in die Höhe getrieben wurde und dann wieder in den Schlund zurückfiel. Die Bewohner der dortigen Gegend haben diese Erscheinung häufig beobachtet. Auf dem Rücken der Kordillere war damit ein Geräusch verbunden, das fernem Kanonendonner glich. Allem Anschein nach liegt hier eine Explosionserscheinung im Krater vor, wie auch schon Meyen annahm.

Es schreibt auch E. v. Bibra (Reise in Südamerika, II) das Leuchten den Vulkanen zu. Er sagt, daß es im Gegensatz zum Wetterleuchten nicht am Horizonte als halbkreisförmige Erscheinung auftritt, die hinter den Bergen herzukommen scheint, sondern als eine am Horizonte abgegrenzte, annähernd kreisförmige Lichterscheinung, die an mehreren aufeinanderfolgenden Nächten stets von ein und derselben Stelle ausgeht. Er hält dieses Leuchten für ein Aufblitzen der Lava im Innern des Kraters und meint, „das plötzliche momentane Erglühen sei vielleicht von einem elektrischen Prozesse bedingt, welcher auf der Oberfläche der Lava vor sich geht, vielleicht rühre es von Gasmassen her, welche, von unten emporsteigend, die Lava durchdringen, dieselbe in Bewegung setzen und tiefere, heller erglühende Partien derselben an die Oberfläche bringen".

J. J. v. Tschudi (Petermanns geographische Mitteilungen 1860) tritt dieser Auffassung entgegen. Er hat das Leuchten in einer Richtung gesehen, wo seit undenklichen Zeiten kein vulkanischer Ausbruch stattfand, und hält es für ein Wetterleuchten. Dasselbe tritt nach seiner Beobachtung bald nach Sonnenuntergang ein und hält mit fast regelmäßiger Periodizität von 5, 8, 10 oder 12 Minuten mehrere Stunden an, doch selten bis

[1]) Das Leuchten der Vulkane in den südamerikanischen Anden. Globus 86, Nr. 6 vom 4. August 1904.

Digitized by Google

über Mitternacht. Er teilt mit, daß man das Phänomen nur in den Sommermonaten wahrnimmt, am stärksten von Januar bis März, d. i. zu der Zeit, in welcher die meisten heftigen elektrischen Entladungen (Gewitter) in der Kordillere stattfinden; nur ganz ausnahmsweise sieht man die Erscheinung auch während der übrigen Monate des Jahres. v. Tschudi beobachtete dieses Leuchten auch noch in Peru und Bolivia; sonst scheint dasselbe aber nicht wahrgenommen worden zu sein, oder doch nur ganz selten (z. B. Februar 1820 am Vesuv?).

Auch C. Ochsenius (Chile, Land und Leute) hält das geschilderte Phänomen für ein elektrisches; er sagt: „So erglühen z. B. einzelne Kordillerenspitzen abends und nachts manchmal im elektrischen Lichte, was die Veranlassung zu der Behauptung gibt, daß vulkanische Ausbrüche beobachtet worden seien."

Als der Calbuco 1893 in Tätigkeit war, beobachtete man von Puerto Montt aus auch mehrmals ein blitzartiges Aufleuchten über den Anden. Am 27. Februar 1893, abends nach 8 Uhr, „schoß fast fortwährend aus einer Gegend des Gebirges ein heller Strahlenschein hervor. Allerdings bildete der Calbuco wohl den Mittelpunkt der Erscheinung, aber aus vielen Tälern und Einschnitten der Kordilleren, vielleicht auch manchmal von den Gipfeln aus, blinkte plötzlich das blitzartige Licht. Allmählich wurden die Pausen länger, der Glanz weniger blendend, und gegen Mitternacht war alles vorüber . . . Ob dieses große Wetterleuchten, bei welchem kein Donner gehört, keine Erschütterung gespürt, keine Wolkenbildung beobachtet wurde, direkt mit dem Vulkan zusammenhing, wird schwer zu sagen sein . . . Gerade die Tage vorher und über einen Monat nachher waren wenig von vulkanischer Tätigkeit begleitet". So berichtet C. Martin aus Puerto Montt (Mitteil. der geogr. Ges. Jena 1898). Er hält das Leuchten, das übrigens im nördlichen Chile häufiger beobachtet wird als im Süden, für „mehr oder weniger trockene Gewitter in den Andentälern." Auffallend ist, daß Reisende, welche die Andenpässe zur Zeit solcher Lichterscheinungen überschritten, nichts von dem Leuchten wahrnahmen und erst in Santiago von dem brillanten Schauspiel erfuhren, das man in derselben Richtung, woher sie gekommen, beobachtete (vgl. Gilliss, The U. S. Naval Astronomical Expedition 1849—1852).

Das „Leuchten der Vulkane" dürfte nach den Berichten wohl kein einheitliches Phänomen sein. In einzelnen Fällen wird es gewiß Vorgängen im Krater (siehe oben!) zugeschrieben werden müssen. Man wird aber wohl auch nicht bezweifeln können, daß hier, und dies vielleicht in der Regel, elektrische Vorgänge im Spiele sind. Den sicheren Beweis für diese Vermutung könnte die spektroskopische Untersuchung leicht erbringen; eine solche ist unseres Wissens aber noch nicht erfolgt. Oft mögen die Lichteffekte Gewittern jenseits der Anden (in Argentinien) zu verdanken sein, deren Blitze man von Chile aus beobachten kann, ohne von den Gewittern sonst etwas wahrzunehmen; es wäre dies dann das echte Wetterleuchten (wie man z. B. auch auf der oberbayerischen Hochebene noch die Blitze aus der lombardischen Tiefebene ab und zu beobachtet). Es ist nicht ausgeschlossen, daß man in diesem Falle in den Gebirgstälern selbst nichts von der Erscheinung bemerkt.

Wenn aber das Leuchten mehrere Nächte nacheinander immer wieder in derselben Richtung wahrgenommen wird (siehe oben!), wird man es sicher nicht mit gewöhnlichem Wetterleuchten zu tun haben. Wir vermuten, daß dann großartige langsame elektrische Ausgleiche über den Anden sich abspielen, wie sie uns unter dem Namen „St. Elmsfeuer" bekannt sind. Man weiß, daß gerade das mittlere und nördliche Chile an einer exzessiven Trockenheit der Luft leidet, was darin begründet ist, daß eine kalte Meeresströmung hier nahe an die Küste herantritt und es so nicht zu einem aufsteigenden Luftstrom und infolgedessen zur Regenbildung kommen läßt (oder sollte aufquellendes Polarwasser diese Wirkung haben?); tatsächlich regnet es in diesem Gebiete, das die Wüste Atacama einnimmt, oft jahrelang keinen Tropfen. Auch über den Anden selbst wurde des öfteren diese große Trockenheit konstatiert, z. B. durch Darwin auf seiner berühmten Weltreise. Die Trockenheit der Luft ist wohl auch einer der Hauptgründe dafür, daß man in Chile, insbesondere in den nördlichen Regionen, so überaus selten Gewitter erlebt. Denn die Gewitterbildung ist in erster Linie an das Auftreten großtropfiger Niederschläge gebunden. Auffallend ist aber, daß längs des ganzen Pacific am Fuße der Anden die Gewitter selten sind, obwohl hier stellenweise die Niederschläge sogar sehr zahlreich sind, wie z. B. im südlichen Chile. Über den Anden sind hingegen die Gewitter, die heftigen elektrischen Entladungen, namentlich im Sommer sehr zahlreich und meist auch sehr heftig, speziell im chilenischen Gebiete.

Digitized by Google

Dies kann jedoch nur dann der Fall sein, wenn der Wasserdampfgehalt der Luft so groß ist, daß eine Kondensation und damit Regenbildung ermöglicht ist. Daß über den Anden der Kondensationsprozeß leichter möglich ist als in Chile selbst, liegt nicht nur an deren bedeutenden Höhe, die eine Verminderung der Temperatur und damit eine Herabsetzung des Sättigungspunktes im Gefolge hat, sondern es kommen auch die Luftströmungen in Frage, die wasserdampfreichere Luft aus anderen Gebieten zuführen. Wenn nun, aber längere Zeit auch über den Anden die Luft sehr trocken ist, dann kann es nicht zu einem Ausgleich zwischen irdischer und Luftelektrizität kommen. Es muß sich dann die terrestrische Elektrizität an der Oberfläche der Erde anhäufen, die Spannung muß eine sehr große werden. Solche abnorm hohe elektrische Spannung kann man tatsächlich sowohl in Chile als auch über den Anden beobachten. So schreibt z. B. v. Tschudi (l. c.): „Die elektrische Spannung der Luft (die damals auch sehr trocken war) war eine außerordentliche; bei der geringsten Friktion sprühten alle wollenen Stoffe Funken, ein lästiges Knistern begleitete tags beim Reiten, nachts auf dem Lager eine jede Bewegung. Beim Auf- und Absatteln der Tiere schossen aus den Fingerspitzen elektrische Flämmchen, an jedem Haare der Tiere saßen bläuliche Punkte."

Wie wir oben gehört haben, will man das Leuchten hauptsächlich bei klarem Himmel über den Anden beobachtet haben, und zwar meist im Sommer. Unsere Vermutung geht nun dahin, daß in solchen Zeiten, in denen die Wasserdampfverhältnisse es nicht zu Niederschlägen und damit zu einem plötzlichen elektrischen Ausgleich zwischen Luft- und Erdelektrizität kommen lassen, die hohe elektrische Spannung zu einem langsamen Ausgleich, zu einer dem St. Elmsfeuer ähnlichen Entladung führt. Wenn sich am Abend die Luft rasch abkühlt, dann muß wohl die Kondensation des allenfalls auch nur spärlich vorhandenen Wasserdampfes begünstigt werden, die Luft muß relativ an Wasserdampfgehalt zunehmen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die nun relativ feuchtere Luft den sichtbaren elektrischen Ausgleich begünstigt. Vielleicht gibt sich so auch eine Erklärung dafür, warum das Phänomen des „Leuchtens" nur auf die Abendstunden beschränkt ist. An den rasch erkalteten Felsspitzen muß sich nach und nach ein großer Teil des atmosphärischen Wasserdampfes als Tau oder Reif niederschlagen, wodurch sich dann die Leitungsfähigkeit der Luft verringert.

Daß die Gebirge tatsächlich den Ausgleichsprozeß zwischen Erd- und Luftelektrizität begünstigen, zeigt die Erfahrung, daß mit der Annäherung an die Gebirge die Gewitterhäufigkeit zunimmt. Gerade die Anden Amerikas müssen nun, da sie sich an der größten Ebene unserer Erde, am Pacific, hinziehen, in dieser Hinsicht eine erhöhte Bedeutung haben, und so mag es sich erklären, warum der ganze pacifische Küstenstreifen so gewitterarm ist. Es stellen derart die Anden für dieses Gebiet geradezu einen Blitzableiter in größtem Maßstabe vor. Und wie nun ein Blitzableiter nicht bloß bei einem wirklichen Gewitter eine Bedeutung hat, sondern auch dazu dient, den langsamen elektrischen Ausgleich zwischen Luft und Erde zu vermitteln, so werden diese Rolle wohl auch die Gebirge spielen.

Nun fragt es sich aber noch, warum das oben skizzierte Phänomen des Leuchtens der Vulkane sich hauptsächlich auf Chile, Peru und Bolivia beschränkt. Der Mangel einer aufsteigenden Luftströmung (siehe oben) bedingt es, daß hier auch über dem Gebirge oft längere Zeit kein größerer Kondensationsprozeß in die Wege geleitet werden kann, weshalb dann die starke elektrische Spannung zu der schon geschilderten eigentümlichen Ausgleichserscheinung führt. — Dabei ist es nicht ausgeschlossen, daß sich dieser elektrische Ausgleichsprozeß auch einmal um einen tätigen Vulkan konzentriert. Wir wissen, daß mit Vulkanausbrüchen auch meist heftige elektrische Entladungen verknüpft sind. Die vulkanische Tätigkeit wird nun notwendigerweise die elektrische Spannung an der betreffenden Stelle der Erdoberfläche erhöhen und so kann dann, wenn heftige elektrische Ausgleiche (Gewitter) nicht stattfinden, wohl ab und zu jene Ausgleichserscheinung eintreten, wie sie uns aus Südamerika bekannt ist (vgl. oben die Schilderung Martins).

Wenn auch die Untersuchungen ergeben sollten, daß unsere Vermutungen nicht die richtigen sind, so würde es uns doch freuen, wenn wir durch diese Zeilen das Augenmerk auf eine Frage gelenkt hätten, deren Beantwortung gewiß von Interesse ist.

A. Watt über den Regenfall (Niederschlag) an den Ben Nevis-Observatorien. Das Journal of the Scottish Met. Soc. III. Ser., Nr. XX und XXI enthält eine längere Abhandlung über die Resultate der Niederschlagsmessungen auf dem Ben Nevis und an dessen Fuß zu Fort William, welcher wir auszugsweise das Nachfolgende entnehmen.

Digitized by Google

Die Messungen der Niederschläge auf dem Gipfel des Ben Nevis waren, wie zu erwarten, mit großen Schwierigkeiten verbunden, über welche schon Omond ausführlicher berichtet hat (Journ., Vol. VII, p. 275 u. VIII, p. 18). Erstlich fällt der größere Teil der Niederschläge in Form von Schnee, der gewöhnlich im Oktober anfängt liegen zu bleiben und nicht wegtaut bis Ende Mai. Ende April erreicht die Schneehöhe ihren maximalen Betrag von $6^1/_2$ Fuß (2 m) im Mittel, in manchen Jahren, gemessen an einem Pflock 20 Yards vom Observatorium, sogar 11 bis 12 Fuß.

Selbstregistrierende Niederschlagsmesser erwiesen sich als unbrauchbar, weshalb der Niederschlag stündlich direkt gemessen werden mußte. Wie zu erwarten, zeigte sich der Schneefall auf dem Gipfelplateau verschieden an verschiedenen Punkten. Der Gipfel dacht nach Süden hin allmählich ab, nach der Nordseite aber mit einer Wand von etwa 2000 Fuß (610 m) Höhe. Die Nordwinde werden daher aufwärts abgelenkt; und die Niederschläge bei Nordwind fielen zu gering aus.

Ein anderer störender Umstand war die Heftigkeit der Winde in einer Höhe von über 1340 m. Herr Omond bemerkt deshalb, daß die Ergebnisse der Messungen nur für einen Punkt gelten können, nahe dem Zentrum der östlichen Hälfte des Gipfelplateaus [1]).

Die Niederschlagsmessungen, die hier diskutiert werden, umfassen die 19jährige Periode 1885 bis 1903. Die Messungen am Fuße des Ben Nevis wurden zuerst nur an einem Regenmesser beim Schulhause vorgenommen, und erst Ende Juli 1890 begann die Tätigkeit des Observatoriums, an dem ein Beckley-Regenautograph sich befand.

Die geographischen Koordinaten der beiden Stationen sind:

Ben Nevis	4405 Fuß	1343 m	56° 48′ N.	5° 0′ W.
Fort William	31 „	9,5 „	56 49 „	5 7 „

Wir stellen nun einige Ergebnisse der korrespondierenden Regenmessungen in einer Tabelle zusammen. Die 13jährige Periode ist jene, in welcher der Regenautograph unten in Tätigkeit war.

Ergebnisse der korrespondierenden Niederschlagsmessungen auf dem Ben Nevis und zu Fort William.

	Mittel 19 Jahre		Verhältnis Ben Nevis zu Ft. William	Mittel 13 Jahre		Regenfall in Prozenten		Regenstunden 13 Jahre		Niederschlagsintensität	
	Ben Nevis	Fort William		Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William
Januar .	466	229	1.9	483	220	11.4	12.0	333	242	1.45	0.91
Februar.	344	175	1.9	383	174	8.4	8.8	256	195	1.50	0.89
März . .	387	170	2.3	426	178	9.5	8.5	311	226	1.37	0.79
April . .	215	100	2.2	244	101	5.3	5.0	206	153	1.19	0.66
Mai. . .	201	90	2.3	212	88*	4.9	4.5*	201	131	1.04	0.69
Juni . .	191*	88*	2.2	197*	88*	4.6*	4.5*	191	117	1.04	0.76
Juli. . .	274	121	2.3	287	118	6.7	6.1	255	151	1.12	0.79
August .	339	163	2.2	356	175	8.3	8.2	256	181	1.40	0.97
Septbr. .	400	197	2.1	428	208	9.8	9.8	270	195	1.57	1.07
Oktober.	392	198	2.0	376	201	9.6	9.9	294	217	1.27	0.91
Novbr. .	390	193	2.0	405	190	9.6	9.7	290	218	1.40	0.86
Dezbr. .	484	263	1.9	539	287	11.9	13.0	353	278	1.52	1.04
Jahr . .	4083	1987	2.05	4336	2028	100.0	100.0	3216	2364	1.32	0.86

Regenmengen nach Schwellenwerten pro Tag.

	Ben Nevis			Fort William		
	≥ 1″ = 25 mm	0.5 bis 1″ = 13 bis 25 mm	unter 0.5″ = 13 mm	≥ 1″ = 25 mm	0.5 bis 1″ = 13 bis 25 mm	unter 0.5″ = 13 mm
Januar	313	94	59	89	74	75
Februar. . . .	227	74	44	67	53	55
März	248	81	58	53	57	60
April	100	64	51	8	34	58
Mai	78	64	58	10	25	54
Juni	72	63	56	6	29	53
Juli	113	79	82	17	33	71
August	171	98	70	41	59	62
September . .	246	98	56	65	72	60
Oktober . . .	233	89	69	60	74	65
November . .	238	90	62	54	66	73
Dezember . . .	347	84	54	104	86	74
Jahr	2386	978	719	574	662	760

[1]) Man vergleiche die Studien über den Regenfall auf dem Mt. Washington in Monthly Weather Review, April 1902.

Digitized by Google

Täglicher Gang des Regenfalles im Jahresmittel.

Tageszeit	Ben Nevis pro Mille	Fort William pro Mille	Häufigkeit, Stunden pro Monat		Jahr Intensität pro Stunde	
			Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William
0—2a	82	85	22.8	16.6	2.51	1.65
2—4	86	88	23.2	17.3	2.59	1.65
4—6	83	88	23.2	17.8	2.49	1.57
6—8	81	83	23.2	17.1	2.54	1.57
8—10	82	78	21.7	17.0	2.64	1.52
10—Mittag . .	83	75*	21.9	12.2*	2.67	2.03
0—2	87	87	21.8	14.5	2.79	1.98
2—4	86	87	22.2	15.0	2.69	1.88
4—6	88	82	22.2	15.5	2.74	1.73
6—8	83	82	22.6	15.5	2.59	1.70
8—10	81	83	21.8	15.9	2.59	1.70
10—Mittern. .	78*	82	22.0	16.2	2.51	1.65
Tag	1000	1000	268.6	190.6	2.61	1.72

Die jährliche Niederschlagsmenge auf dem Ben Nevis 4083 mm wird von jener der regenreichsten Station Englands Stye im Seendistrikt in 328 m Seehöhe nur wenig übertroffen. Daselbst fielen im Mittel von 19 Jahren 1885 bis 1903 4319 mm. In dem nassen Jahre 1898 fiel aber auf dem Ben Nevis eine größere Niederschlagsmenge 610 cm gegen 526 zu Stye.

Ben Nevis zeigt eine größere Veränderlichkeit der Niederschlagsmessungen als Stye, wie die folgenden Extreme zeigen:

	Nassestes Jahr	Trockenstes Jahr	Verhältnis
Stye	5665	3152	1.79
Ben Nevis	6099	2998	2.21
Fort William	2705	1534	1.89

Die einzelnen Jahressummen der Niederschlagsmengen sind:

Ben Nevis.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	—	—	—	—	—	3719	2739	3277	3364	3065
1890	5038	4521	3833	4211	3808	2998*	3392	3957	6099	4757
1900	5343	3973	3989	5505	—	—	—	—	—	—

Fort William.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	—	—	—	—	—	2089	1815	1810	1783	1660
1890	2364	1991	1861	2101	2011	1534*	1892	1977	2705	1895
1900	2195	1714	1634	2893	—	—	—	—	—	—

Im allgemeinen verläuft der Gang der Jahresmengen wie der der Monatsmengen auf dem Ben Nevis und zu Fort William recht parallel.

Im Mittel von 19 Jahren ist auf dem Ben Nevis die Regenmenge 2.05 mal größer als an dessen Fuße in Fort William. Nach Wragges Messungen von Juni bis Oktober 1882 und 1883 auf dem Gipfel, zu Fort William und einer Station mittwegs zwischen beiden, waren die korrespondierenden Niederschlagsmengen die folgenden:

Gipfel 1431 m 1126 mm; See 561 m 721 mm; Fort William 14 m 558 mm.

Die Verhältniszahlen der Regenmengen sind, Ben Nevis gleich 1 gesetzt, in 561 m 0.64 und am Fuße 0.50. Die Zunahme in der mittleren Höhe ist also etwas geringer, als sie bei gleichförmigem Wachsen sein sollte, d. i. 0.70. Bemerkenswert ist, daß die Zunahme mit der Höhe hier fast keiner jährlichen Periode unterliegt. Der Verfasser stellt den Verhältniszahlen Ben Nevis : Fort William jenen zwischen dem Puy de Dome : Clermont gegenüber, wir wollen noch die Zunahme zwischen der Bjelašnica und Sarajewo u. Mostar beifügen [1]).

Relative Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Ben Nevis : Fort William	1.9	2.3	2.2	2.0	2.06
Puy de Dome : Clermont	4.9	2.9	1.7	2.3	2.60
Bjelašnica : Sarajewo	3.4	2.5	1.8	2.1	2.41
„ : Mostar	1.7	1.4	2.0	1.1	1.46

[1]) Meteorol. Zeitschrift 1902, S. 10.

Digitized by Google

Clermont und Sarajewo liegen im Gebiete vorwiegender Sommerregen, auf den Gipfeln aber überwiegen die Winterniederschläge. Mostar hat vorwiegend Winterniederschläge wie Fort William, daher die Zunahme der Verhältniszahlen im Sommer.

Ob im westlichen Schottland in 1430 m schon die Maximalzone der Niederschläge anzunehmen ist, bleibt fraglich, aber das scheint sicherer zu sein, daß sie keiner erheblichen jährlichen Änderung unterliegt.

Von Interesse ist die Tabelle mit den Verhältniszahlen der Niederschlagsmengen, die an Tagen mit großen und kleinen täglichen Niederschlagsmengen fallen. Wir haben die von Herrn A. Watt berechneten Zahlen in die Tabelle aufgenommen. Man sieht, daß sich Ben Nevis und Fort William darin gegensätzlich verhalten. Auf dem Ben Nevis fallen an Tagen mit 1″ engl. und mehr 58 Proz. der Niederschläge an 53 Tagen, mit 1″ bis 0.5″ 24 Proz. an 53 Tagen und mit weniger als 0.5″ bloß 18 Proz. an 157 Tagen. In Fort William sind die entsprechenden Zahlen 29, 33 und 38 Proz. und 15, 37 und 192 Tage. Der größte Teil der Jahresmenge fällt hier an Tagen mit weniger als 0.5″ = 12.7 mm Niederschlag, oben auf dem Gipfel ist es der kleinste Teil.

Der tägliche Gang der Niederschläge ist an beiden Stationen nicht stark ausgeprägt. Fort William zeigt entschiedener den Typus der Küstenstationen mit starken nächtlichen Niederschlägen und einem Minimum am Mittag; auf dem Ben Nevis treten die Nachmittagsniederschläge relativ stärker hervor.

	Mitternacht bis 6^a	6^a bis Mittag	Mittag bis 6^p	6^p bis Mitternacht
Fort William	0.87	0.79*	0.85	0.82
Ben Nevis	0.84	0.82	0.87	0.81*

In bezug auf die Häufigkeit der Niederschläge ist die Übereinstimmung im täglichen Gange oben und unten eine fast vollständige. Die häufigsten Niederschläge fallen zwischen 4^h und 6^h morgens, am seltensten sind die Niederschläge zwischen 10^h vormittags und 2^h nachmittags. Den umgekehrten Gang zeigt die stündliche Intensität der Niederschläge.

In der Tabelle der Niederschlagshäufigkeit und Intensität ist als Einheit für eine Regenfallstunde das Vorkommen einer stündlichen Niederschlagsmenge von 0.003″ = 0.08 mm angenommen. Dieser Tabelle liegen nur die 11 Jahre 1891 bis 1901 zugrunde. Die Zahlen sind ferner schon ausgeglichen nach der Formel $(a + b + c) : 3$ oder die Zahl, die für 4^h bis 6^h steht, ist das Mittel aus 2^h bis 8^h.

Die Jahresmittel sind in die Tabelle aufgenommen. Hier wollen wir noch die Mittel der extremen Jahreszeiten einfügen; Dezember bis Februar mit (a), Juni bis August mit (b) bezeichnet.

Tägliche Periode der Niederschläge in pro Mille nach den extremen Jahreszeiten.

Ben Nevis. (a) Winter, (b) Sommer.

	$0-2^a$	2–4	4–6	6–8	8–10	10–12	$12-2^p$	2–4	4–6	6–8	8–10	10–12
(a)	85	87	81	80	86	86	84	85	86	81	80	79*
(b)	83	83	79	76	75*	77	85	86	91	95	88	82

Fort William. (a) Winter, (b) Sommer.

(a)	81	82	81*	81	84	80	90	88	82	83	87	82
(b)	90	92	84	76	66*	66*	86	88	88	89	89	86

In den extremen Jahreszeiten ist der tägliche Gang der Niederschlagsmenge schärfer ausgesprochen, da sich Winter und Sommer verschieden verhalten, wie man deutlich sieht. Im Sommer hat Ben Nevis ein entschiedenes Abendmaximum der Niederschläge, das Minimum tritt vormittags ein. J. Hann.

W. J. van Bebber: Barometer und Wetter. Das Archiv der Deutschen Seewarte, XXVII. Jahrg., 1904 enthält eine Abhandlung von Prof. van Bebber unter oben angezeigtem Titel (17 S. in 4^0). Wenn man jetzt auch weiß, daß ein bestimmter Barometerstand an einem Orte in keiner gesetzmäßigen Beziehung zu dem Wetter daselbst steht, sondern daß selbes von den Druckdifferenzen und der Lage zum Orte höchsten oder tiefsten Luftdruckes abhängt, so ist doch die Frage nach dem Witterungszustande, welcher durchschnittlich einen bestimmten Barometerstand an einem Orte begleitet, nicht ganz abzuweisen. Die erwähnten sichereren Witterungsindizien bleiben ja vielen Interessenten unbekannt,

Digitized by Google

die meisten derselben erfahren erst viel später hinterher die Druckverteilung, die dem erlebten Wetter zugrunde lag.

Prof. van Bebber fand sich deshalb veranlaßt, die Regenmengen, die Zahl der Regenfälle, die Temperaturen in Form von Abweichungen vom Mittel, die Bewölkung (0—4) nach den verschiedenen Barometerhöhen zusammenzustellen, auf Grund der meteorologischen Aufzeichnungen zu Hamburg in den Jahren 1876 bis 1900.

Den weitläufigeren, auch für die zwölf Monate berechneten, sehr detaillierten Tabellen entnehmen wir auszugsweise die nachfolgende Zusammenstellung.

Als Zusatz führen wir an, daß der höchste Barometerstand im bezeichneten Zeitraum zu Hamburg am 16. Januar 1882 eintrat, 8^a 786.4, 2^p 786.5 (Neufahrwasser 788.0), der niedrigste am 9. Februar 1889, 8^a 725.0 (Kiel 724.0).

Regenwahrscheinlichkeit.

Luftdruck .	> 776	775/71	770/66	765/61	760/56	755/51	750/46	745/41	740/36	< 730
Winter . .	0.2	0.3	0.4	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	1.0
Frühling . .	—	0.1	0.2	0.4	0.6	0.7	0.9	0.9	1.0	1.0
Sommer . .	—	—	0.2	0.5	0.7	0.8	0.9	0.8	—	—
Herbst . . .	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	1.0

Mittlere Abweichung der Temperatur vom Mittel.

Winter . .	— 1.7	— 1.0	— 0.6	0.0	— 0.1	1.0	1.3	2.2	2.1	3.1
Frühling . .	— 1.2	— 1.2	— 1.3	— 0.2	0.1	— 0.1	0.0	0.8	— 0.1	—
Sommer . .	—	—	0.1	0.2	0.4	— 0.2	— 0.5	— 1.5	(— 1.8)	—
Herbst . . .	— 1.5	— 0.9	— 0.4	0.2	0.6	0.6	1.1	0.9	(2.5)	—

Mittlere Bewölkung 0—4.

Winter . .	3.0	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5	3.6	3.7	3.7	3.8
Frühling . .	1.6	2.0	2.2	2.6	2.9	3.2	3.6	3.4	3.9	3.7
Sommer . .	—	1.7	2.1	2.4	2.4	2.9	3.3	3.4	(3.8)	—
Herbst . . .	2.8	2.9	2.8	2.8	2.9	3.2	3.4	3.3	3.5	(4.0)
Jahr 0—10	—	6.0	6.4	6.9	7.2	8.2	8.7	8.6	9.3	—

Die Regenwahrscheinlichkeit hätte wohl auf zwei Dezimalen berechnet werden sollen. Die Tabelle selbst gibt zu keinen weiteren Bemerkungen Anlaß. Sie bestätigt die gewöhnlich angenommenen Beziehungen zwischen Höhe des Barometerstandes und Witterung.

v. Bebber untersucht auch, ob bei fallendem oder bei steigendem Barometer in Hamburg mehr Regen fällt. Das Verhältnis Regenmenge bei fallendem zu jener bei steigendem Barometer ist: Winter 1.5, Frühling 1.2, Sommer 1.0, Herbst 1.1 (Winterhalbjahr Oktober bis März 1.5, Sommerhalbjahr 1.0). Ähnlich verhält es sich an anderen Orten.

Regenmengen bei steigendem zu jenen bei fallendem Barometer.

	England	Paris u. Brüssel	Pawlowsk	Prag	Wien	Laibach
Oktober bis März . . .	1.95	1.43	1.81	1.10	1.62	1.70
April bis September .	1.95	0.96	0.84	0.72	0.58	0.30

Herr Meissner hat 15jährige Beobachtungen zu Potsdam in dieser Beziehung untersucht und gezeigt, daß stärkere Niederschläge nur bei niedrigen Barometerständen vorkommen (Das Wetter 1899, S. 129 usw.).

Höchste Tagesmittel des Luftdruckes, an denen noch vorkommen:

Regenmengen von	0.2—1.0	1.1—5.0	5.1—10.0	10.1—20.0	über 20 mm
Winter	772	773	768	756	742
Frühling	763	763	759	752	749
Sommer	758	760	757	758	755
Herbst	765	766	762	757	748

Die Anzahl der Niederschlagstage bei fallendem Barometer zu jenen bei steigendem verhält sich wie 569 zu 554, Übergang vom Steigen zum Fallen zu vom Fallen zum Steigen wie 351 zu 697. Am häufigsten fällt demnach Niederschlag beim Übergang vom fallenden zum steigenden Luftdruck.

Zum Schluß gibt van Bebber eine Tabelle der Häufigkeit der Lage des barometrischen Minimums bei verschiedenen Barometerständen.

Kämtz über das Barometer als Wetterglas. Das vorausgegangene Referat über eine Abhandlung von van Bebber läßt uns auf einen Artikel von L. Kämtz in seinem Repertorium der Meteorologie 3, 266 (Dorpat 1864) zurückkommen. In diesem Artikel wird

Digitized by Google

die Regenwahrscheinlichkeit und die Wahrscheinlichkeit heiteren Himmels bei verschiedenen Barometerständen nach Intervallen von je einer Pariser Linie für Dorpat und Mitau (30 Jahre, 1831 bis 1861) berechnet und zwar für jeden Monat. Schließlich werden die Tabellen für die beiden Orte zu einer einzigen vereinigt, und die Barometerstände in Abweichungen von den Mittelwerten angegeben. Da die Ergebnisse dieser mühsamen Berechnungen des berühmten Meteorologen wohl ziemlich in Vergessenheit geraten sind[1]), so haben wir im nachfolgenden die Mittelwerte für die Jahreszeiten übersichtlich zusammengestellt. Die Zahlen geben die Wahrscheinlichkeit von Regen und heiterem Himmel an, verlaufen demnach in entgegengesetzter Richtung.

Wahrscheinlichkeit von Regen und heiterem Himmel bei verschiedenen Barometerständen (Abweichungen vom Mittelwert) an der russischen Küste der Ostsee.

Abweichung Pariser Linie	Regen					Heiter					Abweichung mm
	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	
— 12	0.81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— 27
— 11	0.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— 25
— 10	0.79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— 23
— 9	0.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— 20
— 8	0.76	0.92	1.08	0.93	0.92	—	—	—	—	—	— 18
— 7	0.73	0.87	1.01	0.89	0.87	—	—	—	—	—	— 16
— 6	0.69	0.81	0.92	0.83	0.81	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	— 13
— 5	0.66	0.74	0.81	0.76	0.74	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	— 11
— 4	0.61	0.66	0.70	0.69	0.66	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	— 9
— 3	0.56	0.58	0.59	0.61	0.58	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	— 7
— 2	0.51	0.50	0.48	0.54	0.51	0.07	0.13	0.09	0.06	0.09	— 4
— 1	0.46	0.42	0.38	0.46	0.43	0.09	0.18	0.15	0.09	0.13	— 2
0	0.41	0.36	0.30	0.39	0.36	0.12	0.25	0.22	0.13	0.18	0
1	0.37	0.30	0.23	0.32	0.30	0.16	0.33	0.32	0.19	0.25	2
2	0.32	0.25	0.17	0.27	0.25	0.19	0.43	0.45	0.25	0.33	4
3	0.28	0.20	0.12	0.21	0.20	0.24	0.53	0.59	0.32	0.42	7
4	0.24	0.15	0.09	0.17	0.16	0.27	0.63	0.75	0.40	0.51	9
5	0.20	0.12	0.06	0.14	0.13	0.31	0.73	0.89	0.50	0.61	11
6	0.17	0.09	0.04	0.10	0.10	0.33	0.81	1.02	0.53	0.67	13
7	0.14	0.07	0.03	0.08	0.08	0.35	0.86	—	0.57	—	16
8	0.11	0.05	—	0.06	—	0.36	0.89	—	0.60	—	18
9	0.10	—	—	—	—	0.37	—	—	0.61	—	20

J. Hann.

Regenfall auf Grenada. Den Colonial Reports No. 404, Grenada 1902, entnehmen wir die folgenden 12jährigen Mittelwerte des Regenfalls auf Grenada.

Mittlere Regenmenge zu Richmond Hill, Grenada, 1891—1902.

Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
					Mittel							
115	76	74	76	131	220	246	243	225	164	229	206	2008
					Extreme							
231	182	173	151	274	477	383	485	309	268	531	461	2690
55	21	22	18	12	109	90	154	122	102	65	91	1440

Der Regenfall im Zentrum der Insel ist erheblich größer. Im Jahre 1902 war daselbst die Regenmenge 4142 mm, auf der Südseite nur 1779 mm. Das Temperaturmaximum 1902 war 32.7° (18. Mai), das Minimum 20.6° (4. Februar), die mittleren täglichen Extreme 28.5 und 23.3 (Mittel 25.9°, Amplitude 5.2°).

Regenfall auf den Solomoninseln[2]). Den Colonial Reports No. 401 British Solomon Islands, Report for 1902/03 entnehmen wir die folgenden Ergebnisse der Regenmessungen an der Government Station Tulagi.

---

[1]) Ich habe übrigens in die I. Auflage meines Lehrbuches der Meteorologie einen sehr kondensierten Auszug der Tabelle von Kämtz aufgenommen.

[2]) Vor längerer Zeit hatten wir durch die Freundlichkeit des Herrn Geheimrats Baron Dr. A. v. Danckelman diese Regenmessungen schon für die Zeitschrift erhalten, sie sind auch für selbe reduziert worden, aber auf unbekannte Weise verloren gegangen, bevor sie zum Druck gelangen konnten.

Digitized by Google

Tulagi — Niederschlagsmenge

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
1897	—	—	—	—	—	—	—	—	—	74	144	280	—
1898	242	725	708	169	106	123	123	252	269	260	537	228	3742
1899	362	306	444	520	225	32	616	212	277	285	200	483	3962
1900	310	78	342	58	148	81	82	76	137	232	270	275	2089
1901	278	316	275	171	447	271	140	336	263	396	202	302	3397
1902	465	705	569	217	116	199	229	373	159	169	173	250	3624
1903	101	359	273	144	98	—	—	—	—	—	—	—	—
Mittel	293	415	435	213	190	141	238	250	221	236	254	303	3189

Regenfall zu Santa Anna 1883 3176 mm, zu Ugi im gleichen Jahre 3714. Cyklonen suchen die Solomoninseln nicht heim.

Temperatur der Falklandsinseln 1902. Den Colonial Reports No. 386 Falkland Islands entnehmen wir die folgenden Monatsmittel der Temperatur, beobachtet auf dem Leuchtturm Cape Pembroke.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
13.9	13.6	11.7	8.1	6.1	3.9	2.8	3.1	3.9	6.1	5.6	9.4	7.3

Meteorologische Beobachtungen in Belize (British Honduras) 1902. Den Colonial Reports No. 390 British Honduras Report for 1902 entnehmen wir, in metrisches Maß verwandelt, die folgenden Beobachtungsergebnisse.

Belize 1902.

	Temperatur Extreme		Regen		Regenmenge 20 Jahre		
			Menge	Tage	Mittel	Größte Summe	Kleinste Summe
Januar	12.8	29.2	0	0	132	376	0
Februar	15.0	31.7	1	1	69	216	1
März	13.9	31.9	13	1	56	204	1
April	17.8	32.9	43	2	65	324	0
Mai	23.3	32.8	62	4	129	415	15
Juni	21.1	32.8	435	17	220	530	79
Juli	21.1	32.3	285	16	196	367	38
August	21.1	32.8	109	13	209	393	82
September	21.7	33.3	137	13	246	601	61
Oktober	20.6	33.3	256	16	311	587	74
November	17.2	32.3	272	13	282	545	100
Dezember	16.7	32.2	87	11	152	372	38
Jahr	12.8	33.3	1673	107	2069	2899 (1900)	1404 (1893)

Jahr	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902
Regenmenge	1879	2228	2592	2044	2899	2123	1673
Regentage	100	105	155	152	160	116	107

In Punta Gorda im äußersten Süden der Kolonie fielen 3743 mm, davon 708 mm im Juli, 651 im August und 614 im Juni.

Das neue Observatorium in Johannesburg für den meteorologischen Dienst in Transvaal. Herr Dr. Hugh Robert Mill gibt im November 1905 von Symons's Monthly Met. Magazine eine kurze Beschreibung des Observatoriums nach einem Besuch desselben im August 1905 bei Gelegenheit des Meeting der British Association in Südafrika. Herr R. T. A. Innes, der jetzige Direktor des meteorologischen Dienstes in Transvaal, gab den Mitgliedern der Association, die sich für Meteorologie interessieren, volle Gelegenheit, das neue Observatorium in allen seinen Teilen zu besichtigen. Das Observatorium besteht aus einem soliden einstöckigen Steinbau auf dem Gipfel eines steilen felsigen Hügels in einem der nördlichen Vororte von Johannesburg. Die Lage ist sehr dem Winde ausgesetzt, deshalb befindet sich ein Teil der Instrumente am Fuße des nördlichen Abhanges (Regenmesser, Bodenthermometer). Das Observatorium selbst ist mit den besten selbstregistrierenden Instrumenten vollständig ausgerüstet, besonders hervorzuheben ist die zweckmäßige geräumige Hütte für Thermometer und Hygrometer. Ein Verdunstungsbassin ist hergestellt, welches für die außerordentliche Lufttrockenheit Zeugnis gibt. Der Wetterdienst leidet unter dem Umstande, daß noch sehr wenige Seehöhen hinreichend genau bekannt sind, um die Barometerstände auf das Meeresniveau reduzieren zu können, man behilft sich deshalb mit Abweichungen vom Mittel. Johannesburg liegt unter 26° 12′ südl. Br., 28° 2′ östl. v. Gr. in

Digitized by Google

5740 engl. Fuß Seehöhe. Es ist ein erster meteorologischer Bericht schon erschienen, der die Beobachtungen (meist Regenmessungen an sehr zahlreichen Stationen) von Juli 1903 bis Juni 1904 enthält.

Klima und Wetter in Turkestan. Im Jahre 1904 unternahmen Herr W. Morris Davis und Herr Pumpelly auf Kosten der Carnegie Institution eine Forschungsreise in das Innere von Asien, nach Westturkestan. Die Ergebnisse derselben liegen nun publiziert vor unter dem Titel: Exploration in Turkestan with an Account of the Basin of Eastern Persia and Sistan. Washington, April 1905, Carnegie Institution. Herr R. de C. Ward gibt darüber einen Bericht in dem Bulletin der American Geogr. Soc., Oct. 1905, dem wir einige in klimatischer Beziehung interessante Daten entnehmen wollen. Spuren einer seit langem andauernden fortschreitenden Austrocknung fanden sich in den in Sand begrabenen Städten und in jetzt in Wüsten verwandelten Kulturländereien. Die Ansicht einer in Sand begrabenen Stadt findet sich auf S. 12 der zitierten Publikation. Es finden sich Bemerkungen über die mit der Höhe zunehmenden Niederschläge in Tian Schan und ein Vergleich mit der Trockenheit der tieferen Täler, die von trockenen vom Gebirge herabkommenden Winden ausgedörrt sind (71/72). Die Mitteilungen von Sewerzow über die jahreszeitliche Wanderung der Kirgisen mit ihren Herden zur Aufsuchung von Weideplätzen in großen Höhen wurden von Davis bestätigt. Eine interessante Beziehung zwischen Insolation, Vegetation und Erosion als Resultat von Differenzen der Exposition findet sich S. 72. In den schlechten Ländereien des Narin Bassin (2000 bis 2100 m) sind die sonnigen Abhänge dürr und zerrissen, während die Schattenseiten weniger steil und mit spärlicher Vegetation bewachsen sind. In den Hochgebieten des Kungei Alatau dagegen (über 3000 m) über der Baumgrenze sind die sonnigen Abhänge besser mit Gras bedeckt als die schattigen. Im ersteren Falle dörrt der Sonnenschein den Boden aus, im zweiten schmilzt er den Schnee und ist deshalb der Vegetation günstig. Das Klima von Persien wird (S. 227/29) diskutiert in Verbindung mit den charakteristischen physiographischen Formen des Landes, und werden die beständigen heftigen und trockenen Winde des Sommers erwähnt. Diese sind sehr unangenehm, werden aber in den Häusern der Wohlhabenderen zur Abkühlung verwendet, indem man vor den Eingängen auf der Nord(Wind-)seite Reisig anbringt, das stets mit Wasser begossen wird und so Kühlung bringt. Wenn aber, wie es zuweilen geschieht, ein bis zwei Tage der Wind ausbleibt, wird die Hitze unerträglich. Zahlreiche Windmühlen nützen die Kraft der Sommerwinde aus. Die letzteren machen auch die Kultur von Fruchtbäumen unmöglich. Die wilden Wassermelonen breiten unter dem Einfluß der Winde ihre Zweige nach Süden hin aus, so daß die langen Büsche so genau orientiert sind, daß sie beinahe als Kompaß dienen können. Die heftigen Winde haben auch Höhlungen in den Boden ausgeblasen (6 bis 8 Fuß tief), die Längsachse derselben ist stets nach NNW gerichtet. Eine andere sonderbare Wirkung der Winde gewahrt man in den aus luftgetrockneten Ziegeln bestehenden Ruinen von Sistan. Wo die alten Wälle in der Richtung Nord-Süd verlaufen, parallel mit dem herrschenden Winde, blieben sie aufrecht stehen, wenn auch allmählich dünner geworden durch Abblasen; die Ost-West gerichteten Mauern dagegen wurden umgestürzt und die Reste sind gänzlich weggeblasen worden, eine Illustration (S. 229) zeigt diesen Effekt der Winde auf die alten Bauten.

Der Verfasser des Berichtes über Persien und Sistan, Herr Huntington, gibt auch am Schluße desselben interessante Berichte über die Beziehungen zwischen den Klimaänderungen und der Geschichte dieses Gebietes. Die Geschichte von Sistan scheint eine fortschreitende Austrocknung des Landes von den frühesten historischen Zeiten an bis zur Gegenwart anzuzeigen. Die Zeugnisse der Archäologie, Geschichte und Tradition in den umliegenden Gegenden weisen nach der gleichen Richtung hin. In Sistan scheinen sich Geschichte und Physiographie die Hand zu reichen für die Spuren der Änderung der Bedingungen größeren Wasserreichtums während des Altertums bis zu der Austrocknung der Jetztzeit, wie es scheint der Wechsel von der Pluvialperiode zu der gegenwärtigen zwischenpluvialen Epoche.

Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1904 in der Rheinprovinz [1]). Der 17. Juni 1904 war durch sehr starke Gewittererscheinungen, verbunden mit wolkenbruchartigen Regenfällen, gekenzeichnet.

[1]) Siehe darüber auch Pet. Geogr. Mitt. 1905, S. 193 mit Regenkarte.

Digitized by Google

Die Ausdehnung dieser Regen erstreckt sich über den größten Teil der drei Provinzen Rheinland, Westfalen und Hessen-Nassau.

An Hand der gesamten Regen- und Meteorologischen Stationen wurde eine Verteilung der Niederschläge für jeden Tag dargestellt. Diese Karte zeigt vier ausgesprochene Herde: einen auf der Leeseite von Eifel und Venn, der sich über die rechte Rheinseite durchs ganze Flußgebiet der Sieg hinzieht, einen zweiten, welcher sich über das Maifeld sowie den Westerwald bis zum Rothaargebirge erstreckt, einen dritten in der Vordereifel und endlich einen einen vierten im nordöstlichen Teile des Sauerlandes.

Um die Menge der gefallenen Wassermassen bestimmen zu können, wurden die Flächeninhalte der verschiedenen Niederschlagsgebiete mittels der planimetrischen Methode ausgemessen. Die Tabelle der Ergebnisse dieser Messungen zeigt folgendes: Linksrheinisch ist es das Gebiet der Erft, welches die größte räumliche Ausdehnung in der Niederschlagsstufe 40 bis 50 mm erreicht, während es bei der Roer sich auf die Stufe 10 bis 20 mm beschränkt. Auf die Erft allein kommen 60 000 000 cbm Wasser, während das größere Niederschlagsgebiet der Roer mit 53 000 000 cbm beteiligt ist, davon kommen allerdings auf das 375.2 qkm große Erftgebiet, in welchem auch die Talsperre liegt, 18 618 000 cbm. Rechtsrheinisch ist das Gebiet der Lahn mit 40 bis 50 mm zu erwähnen, demgegenüber auf die Wupper bei 20 bis 30 mm der Hauptanteil entfällt. Für die Weser kommt als Maximum das Flußgebiet der Eder in Betracht. Der meiste Niederschlag wurde rechtsrheinisch zu Montabaur mit 79.0, linkrheinisch zu Gemünd mit 76.5 mm gemessen. Eine Übersicht der mehr wie 60 mm in 24 Stunden gefallenen Regenhöhe enthält nachfolgende Zusammenstellung.

Station	Kreis	Seehöhe m	Regenhöhe mm
Wahlerscheidt	Montjoie	625	65.7
Dreiborn	Schleiden	564	63.1
Gemünd	„	338	76.3
Mechernich	„	355	69.3
Rheinbach	Rheinbach	174	69.1
Weyerbusch	Altenkirchen	—	66.2
Wissen	„	—	65.0
	Hessen-Nassau.		
Landshube	Unterwesterwald	345	65.9
Montabaur	„	230	79.0
Selters	„	250	62.0
	Westfalen		
Lahnhof	Siegen	607	34.6

P. Polis-Aachen.

Wolkenbruchartige Regenfälle im Juni 1905 im Regierungsbezirk Aachen [1]. Kein Monat ist seit der Errichtung des Regenstationsnetzes durch so häufige wolkenbruchartige Regenfälle, verbunden mit heftigen Hagelschauern gekennzeichnet worden, als der diesjährige Juni. An drei Tagen, am 7., 11. und 18. wurden an den verschiedensten Stationen mehr wie 80 mm tägliche Regenhöhe gemessen. Eine genaue Bearbeitung dieser Unwetter ist in Angriff genommen worden, jedoch wird es von Interesse sein, einige Angaben über die täglichen Regenhöhen mitzuteilen. Das Unwetter vom 7. Juni hatte die größte räumliche Ausdehnung und verbreitete sich fast über den ganzen Regierungsbezirk Aachen. Die größte Regenmenge wurde zu Mausbach bei Stolberg mit 86.9 mm gemessen. Der wolkenbruchartige Regenfall vom 10. Juni beschränkte sich hauptsächlich auf das Callbachgebiet und die angrenzenden Höhen. Am meisten Niederschlag wies Schmidt mit 115.6 mm und Zweifallshammer mit 97.8 mm auf. Endlich der wolkenbruchartige Regenfall des 17. ging hauptsächlich in dem nördlichen Teile des Regierungsbezirks Aachen, im Kreise Geilenkirchen sowie im Landkreise Aachen nieder. Hier wurde zu Stolberg 98.0 und im Kreise Geilenkirchen 99.9 mm gemessen. Die Verheerungen und Schäden durch die kolossalen Wassermassen und den intensiven Hagelschlägen sind sehr bedeutend; Hagelkörner bis zum Gewichte von 180 g sind in der Nähe von Münster-Eifel gefallen.

[1]) Meteorologisches Observatorium Aachen, im Juli 1905.

Digitized by Google

Station	Kreis	Seehöhe	Regenhöhe in Millimetern 7. Juni	11. Juni	18. Juni
Geilenkirchen	Geilenkirchen	74	69.3	10.0	99.9
Blyerheide	Heerlen (Holland)	172	72.1	8.6	10.5
Weiden	Aachen	179	71.3	14.3	78.8
Stolberg	„	180	67.8	14.4	98.0
Aachen-Observatorium	„	205	68.0	1.6	3.7
Brandenburg	„	260	70.3	2.9	2.6
Eupen	Eupen	270	77.8	1.2	0.9
Lammersdorf	Montjoie	540	71.5	19.5	25.7
Jägerhaus	„	565	77.6	34.7	53.7
Raffelsbrand	„	470	78.2	63.7	18.5
Steckenborn	„	520	45.0	59.2	21.9
Schmidt	„	450	45.2	115.6	15.4
Zweifallshammer	„	218	51.2	97.8	12.4
Wahlerscheid	„	625	87.2	23.8	15.9
Mariawald	Schleiden	415	51.4	54.3	6.9
Mausbach	Düren	250	86.9	40.5	20.5
Düren	„	125	70.3	31.6	5.4

P. Polis.

Magnetische Störungen am 15. und 16. November 1905. Da wir in dieser Zeitschrift einige Berichte über das Auftreten von Nordlichtern in der Nacht vom 15. zum 16. November v. J. gebracht haben, so machen wir darauf aufmerksam, daß Herr Ch. Chree, Vorstand der magnetischen Abteilung des National Physical Laboratory in Kew einen ausführlichen Bericht über die daselbst registrierten, magnetischen Störungen gibt in Nature vom 30. November 1905 (Vol. 73, S. 101) mit sehr charakteristischen Reproduktionen der von dem Magnetographen verzeichneten Kurven.

Provisorische Sonnenfleckenrelativzahlen für das 4. Quartal 1905.

	Oktober	November	Dezember		Oktober	November	Dezember
1	—	72	—	17	92	85	—
2	—	58	86	18	119	—	—
3	—	108	—	19	142	65	55
4	103	85	—	20	—	—	—
5	90	76	—	21	111	76	74
6	110	89	53	22	97	—	—
7	115	—	—	23	—	105	—
8	—	—	58	24	59	100	—
9	71	—	—	25	—	145	—
10	69	158	33	26	56	119	71
11	—	182	33	27	44	107	49
12	—	—	58	28	57	145	43
13	49	167	52	29	74	136	19
14	—	158	31	30	51	—	—
15	39	143	—	31	62	—	41
16	—	—	—	Mittel	32.1	113.3	50.4

Provisorisches Jahresmittel 1905: $r = 62.8$.

Zürich, 31. Dezember 1905. A. Wolfer.

Tagesmaximum des Regenfalls in England. Die zitierte Publikation enthält auf S. 139 eine übersichtliche Zusammenstellung der Häufigkeit der maximalen Regenfälle pro Tag über 2″ und 3″ zwischen 1882/1903 im Mittel für ganz England, ausgedrückt in Prozenten aller Beobachtungen. Hiernach kommen im Mittel Niederschlagsmengen von 2″ und darüber in 12.5 Proz. aller Beobachtungen vor (287 von 2236), von 3″ und darüber nur mehr 1.8 Proz. Der Unterschied nach den Jahrgängen ist sehr groß, so kamen Tagesmengen von 2″ und darüber im Jahre 1900 in 23.7 Proz. aller Berichte vor, dagegen 1887 nur in 2.7 Proz. J. H.

Regenfall in Mexiko. Einem längeren Artikel des Herrn Romulo Escobar: Las Lluvias en México (Memorias y Revista de la Soc. Científica „Antonio Alzate“ 20, 4—57) entnehmen wir einige Angaben über die mittleren und extremen Regenmengen des Jahres in Mexiko. Verdienstlich ist in diesem Aufsatze, daß die einzelnen Jahressummen des Regens mitgeteilt werden (so konnten wir Einzelmittel der Perioden 1881/1890 und 1891/1900 bilden, welche übereinstimmend ergaben, daß das erste Dezennium regenreicher war), es fehlte aber leider die nötige Kritik der dem Autor vorliegenden Daten, welche hinterher nicht mehr möglich ist.

Digitized by Google

Mittlere und extreme Jahressummen des Regenfalles in Mexiko.

Ort	Nördl. Br.	Seehöhe m	Temperaturmittel	Regenfall Beobacht. Jahre	Regenfall Mittel	1881/90	1891/1900	Maximum Jahr 1800+	Minimum Jahr 1800+
Zacatecas	22° 46′	2496	13.2	27	670	884	444	1447 (88)	163 (93)
Guadalajara	20 41	1566	19.7	27	(815)	906	(1450 [1])	(1245) (95)	605 (84)
Saltilo	25 25	1632	16.8	17	553	557	—	816 (94)	164 (01)
Leon	21 7	1798	18.9	24	648	764	534	901 (83)	315 (96)
Toluca	19 17	2625	13.8	12	677	—	676	844 (93)	550 (97)
„	19 17	2625	13.8	25	571	605	538	893 (78)	332 (94)
Puebla	19 03	2167	15.7	24	882	904	845	1274 (93)	604 (95)
„	19 03	2167	15.7	25	1132	1309	965	2263 (88)	645 (95)
Pachuca	20 07	2460	13.7	9	256	—	—	475 (93)	106 (00)
Colima	19 11	507	24.8	11	1005	—	—	1416 (78)	749 (96)
Mazatlan	24 11	76	25.2	22	806	907	676	1454 (81)	326 (92)
Monterrey	25 40	496	21.0	18	490	—	509	969 (99)	137 (93)
Mérida	20 55	9	25.8	13	871	—	894	1140 (98)	560 (93)
Tuxpam	20 59	?	24.5	8	1430	—	—	1839 (91)	893 (85)
Teziutlan	?	1982	—	6	1654	—	—	2268 (88)	1241 (84)
Real del Monte	?	?	—	12	749	—	740	1023 (91)	435 (96)
Tacubaya	19 12	2323	15.5	17	643	—	619	883 (91)	388 (94)
Pabellón	22 04	1924	18.2	14	530	544	—	758 (88)	262 (84)
Huejutla	21 41	376	23.0	8	1311	—	—	2109 (89)	1094 (85)
San Luis Potosi	22 09	1890	17.4	23	357	415	290	531 (90)	190 (84)
Tepic	?	1051	—	19	1434	—	—	1956 (49)	610 (57)
„	—	1051	—	10	1379	—	—	1600 (93)	1156 (86)
Oaxaca	17 04	1546	20.6	19	815	—	—	1161 (88)	516 (84)
Morelia	19 42	1940	16.8	9	683	—	—	837 (95)	528 (94)
Jalapa	19 31	1321	18.5	7	1519	—	—	2156 (98)	917 (94)
Guanajuato	21 01	2060	17.6	19	691	—	594	1071 (85)	452 (92)
Aguascalientes	21 53	1861	18.6	7	571	—	—	762 (85)	418 (79)
Linares	?	362	22.4	6	836	—	—	1014 (01)	543 (98)
Zapotlan	19 36	1530	20.5	8	913	—	—	1028 (98)	636 (94)
Querétaro	20 35	1850	18.1	25	489	522	434	675 (78)	214 (01)

Wo zwei Reihen von Messungen vorliegen, die nicht übereinstimmen, haben wir die Ergebnisse beider mitgeteilt. Toluca hat drei Reihen. Die erste, 1842/75, gibt 671 mm, die zweite 1877/1901 gibt 571 mm, das Mittel von 40 Jahren ist 609 mm. Puebla hat zwei Reihen, die eine vom Colegio del Estado (802 mm), die zweite vom Colegio Católico (fast gleichzeitig, um das Jahr 1877 längere Reihe gibt 1132 mm). Tepic hat zwei Reihen, 1844/68 mit 1434 mm als Mittel und 1885/94 mit 1379 mm, Mittel von 29 Jahren 1415 mm. Oaxaca siehe diese Zeitschr. 1905, Oktober, S. 477. Der Verfasser hat bei jeder Station die mittlere Temperatur und die Extreme beigegeben. Wir haben nur die Mittel in die Tabelle zur Orientierung aufgenommen, ohne für diese Zahlen irgend eine Garantie ihrer Richtigkeit zu haben. J. H.

Neue Berechnung der mittleren Temperatur der Erde und jener der westlichen und östlichen Hemisphäre. Herr Prof. Mohn hat in seiner Bearbeitung der meteorologischen Beobachtungen während Nansens Norwegischer Polarexpedition in dem Kapitel „Temperatur der Luft in der Umgebung des Nordpols“ die Ergebnisse seiner Neuberechnung der mittleren Temperatur der Breitenkreise von 60 bis 90° N (gegründet auf alle ihm zugänglichen neuesten Daten) mitgeteilt, die wir im nachfolgenden wiedergeben wollen.

H. Mohn: Normale Temperatur der Breitenkreise [2]).

Nördl. Hemisphäre	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
Januar	— 16.1°	— 23.0°	— 26.3°	— 29.0°	— 32.2°	— 38.1°	— 41°
Februar	— 16.1	— 21.5	— 25.8	— 28.9	— 32.5	— 38.0	— 41
März	— 10.2	— 16.1	— 22.4	— 26.6	— 30.6	— 33.0	— 35
April	— 2.8	— 7.3	— 14.0	— 18.8	— 22.7	— 26.5	— 28
Mai	5.1	1.6	— 4.4	— 8.5	— 10.0	— 11.9	— 13
Juni	10.9	9.2	3.3	0.1	— 1.1	— 1.7	— 2
Juli	14.1	12.4	7.3	3.4	2.0	0.3	— 1
August	12.4	10.3	6.2	1.9	0.4	— 1.8	— 3
September	7.7	4.7	0.3	— 4.1	— 7.7	— 10.3	— 13
Oktober	0.3	— 4.1	— 9.3	— 14.0	— 19.1	— 22.2	— 24
November	— 9.5	— 14.5	— 18.1	— 20.8	— 23.9	— 29.2	— 33
Dezember	— 15.0	— 20.6	— 23.6	— 25.5	— 28.4	— 34.2	— 38
Jahr	— 1.1	— 5.8	— 10.7	— 14.7	— 18.1	— 21.2	— 22.7

[1]) Wahrscheinlicher 725.

[2]) The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results, edited by Fridtjof Nansen. Vol VI. London 1905. XVII. Meteorology by Mohn. S. 575. Eine ausführliche Anzeige dieses Werkes wird demnächst in dieser Zeitschrift gegeben werden.

Digitized by Google

Diese neuen Mitteltemperaturen haben mir Veranlassung gegeben, die mittlere Temperatur der ganzen Nordhemisphäre neu zu berechnen, wobei ich die Temperatur der Parallelgrade: Äquator, 5°, 10° usw. bis 55° der bekannten Arbeit von Spitaler entnommen habe.

Mittlere Temperatur des Jahres und der extremen Monate auf der Nordhalbkugel.

	Ganze Hemisphäre	Äquator bis 30°	30° bis Pol	65° bis Pol
Januar	7.8	22.8	— 7.2	— 28.8
Juli	22.5	27.2	17.9	6.0
Jahr	15.1	25.2	5.0	— 13.1

Unter den damals wahrscheinlichsten Annahmen über die mittlere Temperatur der Parallelgrade auf der südlichen Hemisphäre (s. Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., S. 116) habe ich schon früher auch die mittlere Temperatur der südlichen Halbkugel berechnet und gefunden:

Temperatur	Januar	Juli	Jahr
Südliche Halbkugel	17.3	10.3	13.6
somit ganze Erde	12.55	16.55	14.35

Spitaler fand im Jahre 1886 folgende Temperaturmittel für die Erde:

	Januar	Juli	Jahr
Nordhalbkugel	8.0	22.5	15.4
Südhalbkugel	17.5	12.4	14.8
ganze Erde	12.8	17.4	15.1

Die Änderung ist nur bei der südlichen Halbkugel von Belang.

Es macht wenig Unterschied, ob man mit den mittleren Temperaturen der Parallelkreise in Intervallen von je 5° oder von je 10° rechnet (s. Lehrbuch S. 115).

Der Temperaturunterschied der beiden Hemisphären stellt sich jetzt erheblich größer heraus: Nordhalbkugel 15.1°, Südhalbkugel 13.6°, Differenz 1.5°. Wenn alle Ergebnisse der letzten antarktischen Expeditionen vorliegen werden, wird es sich lohnen, die Temperaturen der südlichen Hemisphäre neu zu berechnen. Aber eine Revision der Mitteltemperaturen der niedrigen Breiten wäre auch dringend nötig. Es muß als eine „internationale Schande" bezeichnet werden, daß wir immer noch mit den alten Zahlen rechnen müssen.

In einem Referat über R. Spitalers Arbeit: Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche (Denkschr. der Wiener Akad. 1886, 51) in Peterm. Geogr. Mitteil. 1887, Litb. S. 90, Nr. 404 hat Herr Prof. Supan seine Berechnung der mittleren Temperatur der Breitekreise der östlichen und westlichen Halbkugel mitgeteilt, die er durch die Meridiane von 20° W und 160° E abgegrenzt hat, wodurch auf die westliche Halbkugel ganz Amerika, auf die östliche Halbkugel die ganze alte Welt zu liegen kommt. Spitaler hat mit Hinblick auf die erdmagnetischen Verhältnisse die Abgrenzung durch die Meridiane 80° W und 100° E vorgezogen.

Für die Nordhalbkugel erhält mit ersterer Abgrenzung, wie sie auch die Atlanten meist vornehmen, die Osthalbkugel 20° W bis 160° E die größte Landbedeckung, die Westhalbkugel die größte Wasserbedeckung[1]). Auf S. 91 des zitierten Literaturberichtes findet man diese Mitteltemperaturen von 5 zu 5° vom Nordpol bis 55° südl. Br.

Vielleicht ist es den Lesern dieser Zeitschrift angenehm, wenn wir die Tabelle von Supan abgekürzt hier wiedergeben, mit den Änderungen der Polartemperatur nach Mohn (s. folgende Tabelle).

Die östliche Nordhalbkugel ist im Januar um 2.5° kälter als die westliche, im Sommer 3.3° wärmer, was auch zu periodischen Verlagerungen der Luftmassen von der wärmeren zur kälteren Halbkugel Veranlassung geben muß. Die Jahresschwankung der Temperatur der westlichen Halbkugel beträgt nur 11.6°, die der östlichen dagegen 17.5°, ein ganz bedeutender Unterschied.

[1]) Nach General Tillo hat dann die westliche Halbkugel (80° N bis 70° S) etwa 17 Proz. Land und 83 Proz. Wasser, die östliche dagegen 37 Proz. Land und 63 Proz. Wasser.

Digitized by Google

Mittlere Temperatur der westlichen und der östlichen Halbkugel nach Supan.

	Jahr		Januar		Juli	
	Westl. Hälfte	Östl. Hälfte	Westl. Hälfte	Östl. Hälfte	Westl. Hälfte	Östl. Hälfte
Pol	— 22.7	— 22.7	— 40.0	— 40.0	0.0	0.0
80	— 17.5	— 15.5	— 34.3	— 29.7	2.0	2.0
70	— 11.3	— 8.3	— 27.6	— 23.3	5.3	9.2
60	— 1.0	— 0.6	— 13.7	— 18.3	11.6	16.6
50	6.3	5.0	— 2.9	— 11.6	15.5	20.7
40	13.9	14.2	6.9	0.9	21.4	26.2
30	19.7	20.9	16.4	11.5	24.8	29.9
20	24.4	26.9	22.3	21.2	26.0	30.1
10	25.3	27.4	25.2	26.2	26.0	27.5
Äquator	25.5	26.2	25.8	26.5	25.5	25.4
10	24.7	25.3	25.6	26.1	24.2	23.9
20	22.4	23.1	24.6	26.4	20.8	20.3
30	18.4	18.6	22.1	23.2	15.7	14.9
40	13.0	10.7	17.3	14.9	9.9	9.5
50	7.3	4.6	9.9	6.2	4.4	2.0

Mittels der Zahlen dieser Tabelle habe ich die Mitteltemperaturen der westlichen und der östlichen Halbkugel berechnet wie folgt:

	Nordpol bis Äquat.	Äquat. bis 50° S	Nordpol bis 30°	30° bis Äquat.	Äquat. bis 30° S
		Jahr			
Westl. Hemisphäre	14.6	19.6	5.0	24.1	23.1
Östl. Hemisphäre	15.6	19.4	5.4	25.8	23.6
		Januar			
Westl. Hemisphäre	9.1	22.0	— 4.8	23.0	24.7
Östl. Hemisphäre	6.6	22.1	— 9.0	22.2	25.8
		Juli			
Westl. Hemisphäre	20.7	17.9	15.4	26.0	22.0
Östl. Hemisphäre	24.1	17.3	19.9	28.4	21.6

Auf der halben Südhemisphäre vom Äquator bis 30° südl. Br. ist der östliche Teil im Januar um 1.1° wärmer, im Juli um 0.4° kühler, im Jahresmittel um $^1/_2$° wärmer.

Für die höheren südlichen Breiten läßt sich natürlich die Temperatur der westlichen und östlichen Hälfte noch nicht berechnen. J. Hann.

Literaturbericht.

Hann, Julius: Lehrbuch der Meteorologie. Zweite, neubearbeitete Auflage. Mit 89 Abbildungen im Text, 9 Tafeln in Autotypie, 14 Karten und 4 Tabellen. Leipzig, C. H. Tauchnitz, 1906. gr. 8°. XI, 642 S., 1 Bl. Preis 24 Mk.

Den auf S. 333 des vorigen Jahrganges dieser Zeitschrift angezeigten fünf ersten Lieferungen sind die drei letzten rasch nachgefolgt, so daß bereits zu Anfang Dezember das Ganze fertig vorlag: das schönste Weihnachtsgeschenk, das der Verfasser seinen Fachgenossen machen konnte.

Die Kürzungen des minder Wichtigen und die Hinzufügungen der neuesten Forschungsergebnisse sind in der gleichen Weise wie bisher durchgeführt, was im vierten Buche (Dynamische Meteorologie) am deutlichsten erkennbar wird. Dem äußeren Umfange nach enthält die neue Ausgabe 163 Seiten weniger als die erste, in Wahrheit beträgt aber die Reduktion etwa 250 Seiten, da ein größerer Durchschuß des Druckes als früher gewählt wurde, was namentlich bei künstlicher Beleuchtung den Gebrauch des Buches sehr erleichtert.

Neu hinzugekommen sind zwei Tafeln mit Abbildungen von Glatteis und Hagelkörnern und vier Tabellen mit nützlichen klimatologischen und meteorologischen Angaben.

So ist die zweite Auflage in vieler Hinsicht eine Ergänzung der ersten geworden, und jeder Meteorologe muß beide besitzen.

Die Gelegenheit dieser Anzeige möchte ich nicht vorüber gehen lassen, ohne, wie ich überzeugt bin, zugleich im Namen zahlreicher Fachgenossen, dem Verf. für sein Lehrbuch der Meteorologie den herzlichsten Dank und Glückwunsch auszusprechen. Es repräsentiert in sich einen der größten Fortschritte, den unsere Wissenschaft in den letzten Jahren gemacht hat, da es seit 1860 zum ersten Male wieder ein vollständiges Lehrgebäude der Meteorologie aufgerichtet hat, das mittelbar und unmittelbar auf Jahrzehnte hinaus deren Entwickelung aufs wirksamste fördern wird. G. Hellmann.

Digitized by Google

Clayden, Arthur W.:. Cloud Studies. London, John Murray, 1905. 8°. XIII, 184 S. 62 Tafeln. Preis 12 s.

Die Durchsicht des Claydenschen Buches wird jedem Naturfreund hohen Genuß bereiten. Auf etwa 60 Tafeln sind mustergültige Reproduktionen von Wolkenphotographien gegeben, die mit meteorologischem Verständnis, technischer Geschicklichkeit und künstlerischem Blick aufgenommen worden sind. Die Tafeln allein stellen somit einen Wolkenatlas dar, dessen Vollkommenheit, so weit es sich um die Güte und Reichhaltigkeit der Bilder handelt, von anderen Atlanten nicht erreicht wird; zur ersten Einführung in die Wolkenkunde sind die Darstellungen der teilweise recht verwickelten Formen naturgemäß weniger geeignet.

Mit der Herausgabe seiner Wolkenstudien bezweckt der Verf. in erster Linie, den Meteorologen Vorschläge zu einer genaueren Wolkenbezeichnung auf Grund der internationalen Klassifikation zu machen. Da sich aber das Buch außerdem an weitere Kreise wendet, insbesondere an Künstler, um diese mit den Vorgängen am Wolkenhimmel vertraut zu machen, so ist es ganz populär gehalten. Den weitaus größten Teil des Buches nehmen Erörterungen über die verschiedenen Abarten von Wolkenformen ein. Verf. empfiehlt dringend, sich nicht mit allgemeinen Bezeichnungen, wie Ci, A-Cu, Ni, zu begnügen, sondern möglichst ein Beiwort hinzuzufügen, welches die Form beschreibt. Für obere Wolken ist dies zweifellos empfehlenswert und auch praktisch durchführbar, was z. B. schon daraus hervorgeht, daß die Ci-Klassifikation von Clayden vielfach identisch ist mit den Vorschlägen, welche z. B. Klein, Köppen und der Ref. gemacht haben. Das Wertvolle der Claydenschen Darstellung liegt besonders in der Erläuterung der einzelnen Abarten durch mindestens eine Photographie; die Bezeichnungsweise selbst ist wohl nicht immer glücklich gewählt (z. B. excelsus, ventosus, communis), denn da die Klassifikation sich fast nur auf die Form stützt, so sollte man die Form möglichst in dem Beiwort ausdrücken. Im folgenden soll die Wolkeneinteilung kurz resümiert werden, wobei etwaige Bemerkungen des Referenten in eckige Klammern gesetzt sind.

Die Ci-Formen werden in neun Gruppen geteilt:

1. Ci nebula, strukturloser Schleier mit Sonnen- und Mondringen [wohl besser Ci-Str.].
2. Ci filum, gerade, gebogene oder sich kreuzende Fäden, nicht flockig [nach der als Beispiel gegebenen Abbildung des schönen Ci-Kammes offenbar nicht ganz identisch mit dem Ci filum von Ley].
3. Ci excelsus, sehr dünn, unregelmäßig verzweigt [die Bezeichnung Ci-Feder dürfte deutlicher sein].
4. Ci ventosus, vielfach knäuelförmig, nach vorwärts fadenförmig gekrümmt [Ci-Schweif des Ref.].
5. Ci nebulosus, dunstförmig, ohne scharf begrenzte Fäden [Ci-Dunst des Ref.].
6. Ci caudatus, feine Streifen mit Knäuel an der Vorderseite [entsprechend den deutschen Bezeichnungen Ci-Kralle oder Ci-Schopf].
7. Ci vittatus, bandförmig [also vorwiegend Ci-Wogen].
8. Ci inconstans, meist Übergang zu Ci-Str oder Ci-Cu, vielfach flockig, wellenförmig gruppiert.
9. Ci communis, kurze, gelockte Fasern in einer größeren Schicht, charakterisiert durch sehr geringe Formänderungen innerhalb kurzer Zeit.

Als Unterarten von Ci-Str werden unterschieden: 1. Ci-Str nebulosus (gekennzeichnet durch das Fehlen jeder Struktur, also Übergang zu Ci nebula); 2. Ci-Str communis (Decke mit durcheinander laufenden Fasern an den Rändern); 3. Ci-Str vittatus (lange Wolkenbanden) und 4. Ci-Str cumulosus (grobkörnige Struktur, besonders an den Rändern). Ci-Cu wird gruppiert nach: 1. Ci-macula (sehr feine, gleichsam geronnene Schicht); 2. Ci-Cu nebulosus (runde Bällchen, aber schlecht begrenzt und vielfach dunstförmig) und 3. Ci-Cu (scharf begrenzte, runde Bällchen ohne Schatten).

Die Formen A-Str und A-Cu werden zu 10 Formen zusammengefaßt, nämlich 1. A-Str (ohne Struktur); 2. A-Str maculosus (viele annähernd gleiche, linsenförmige Wölkchen); 3. A-Str fractus (unregelmäßig durchbrochene Schicht); 4. A-Str cumulus (Übergang von A-Str zu A-Cu); 5. A-Cu informis (Übergang von A-Cu zu Str-Cu); 6. A-Cu nebulosus (verschleierter A-Cu); 7. A-Cu castellatus (entspricht dem Cu castellatus von Ley); 8. A-Cu

Digitized by Google

glomeratus (sehr regelmäßige, scharf begrenzte Wolkenballen); 9. A-Cu communis (kleine pyramidenförmige, hohe Cu); 10. A-Cu stratiformis (dünne Wolkendecke, die sich in kleine Bänder zerteilt).

Zu den unteren Schichtwolken rechnet Verf. im wesentlichen nur Str-Cu, da Ni für ihn keine besondere Form, sondern nur eine Nebenbezeichnung ist. Er unterscheidet: 1. Str communis [der typische Str-Cu der üblichen Definition]; 2. Str maculosus [anscheinend den „unteren" A-Cu von Hildebrandsson entsprechend]; 3. Str radius (Rollcumulus); 4. Str-Cu lenticularis (besonders Abendwolke, entstanden durch Auflösen von Cu oder Str-Cu) und 5. Str-Cu (entweder Str, die sich stellenweise zu Cu verdichtet oder Cu, die sich zu einer Wolkenschicht vereinigt haben).

Die Cu-Gruppe zerfällt nach Clayden in: 1. Cu minor [etwa dem sonstigen Fr-Cu entsprechend]; 2. Cu major (der typische Cu) und 3. Cu-Ni (Gewitterwolke).

Ein besonderer Abschnitt ist den Wogenwolken gewidmet. Verf. geht hier auch etwas auf die Entstehungsursache ein; da ihm jedoch anscheinend die neueren aeronautischen Forschungen, z. B. der Nachweis von Schichtbildungen in der Atmosphäre unbekannt geblieben sind, so werden unnötige Hypothesen gemacht, und die Darstellung entspricht nicht ganz dem jetzigen Stande der Wissenschaft. Ähnliches gilt von dem Kapitel über Wolkenhöhen. Verf. berücksichtigt hier neben seinen eigenen Messungen in Exeter nur die Arbeiten in Upsala und auf dem Blue Hill. In Exeter sind die Wolkenhöhen photogrammetrisch bestimmt, indem an den Enden einer nur 182 m langen Basis zwei Phototheodolite so gerichtet wurden, daß die Sonne auf den Mittelpunkt der Platte fiel. Wenngleich die Brennweite ungewöhnlich groß (45 cm) und die Justierung durch die Sonnenbilder recht genau war, so wird dadurch doch der Übelstand der zu kleinen Basis nicht ausgeglichen werden. Die vom Verf. mitgeteilte Maximalhöhe für Ci, 27 400 m, wird wahrscheinlich wenig Glauben bei Meteorologen finden.

Sehr lesenswert ist schließlich das Kapitel über die Technik der Wolkenphotographie. Herr Clayden hält wenig von orthochromatischen Platten oder Gelbfiltern, er benutzt gewöhnliche, langsam arbeitende Platten (z. B. Diapositivplatten) und kleine Blende und erzielte die besten Resultate dadurch, daß er nicht die Wolke selbst, sondern ihr Spiegelbild auf einer schwarzen, sorgfältig geschliffenen Glasplatte photographierte.

R. Süring.

Bibliographie.

Aufsess, Otto Freiherr von und zu: Die physikalischen Eigenschaften der Seen. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1905. 8°. X, 120 S. Preis 3 M., geb. in Kaliko 3.60 M. — Das 4. Kapitel „Thermik" ist für Meteorologen von besonderem Interesse.

Annuaire pour l'an 1906, publié par le Bureau des Longitudes. Avec des notices scientifiques. Paris, Gauthier-Villars (1905). kl. 8°. IV, 712, 161, 18, 8, 41 S. Preis 1.50 fr. — Beigegeben ist eine Abhandlung von G. Bigourdan, Les éclipses de Soleil, die auch die met.-magnet. Beziehungen darlegt.

Meteorologische **Beobachtungen**, angestellt von P. Ladislaus Menyhárth, S. J., zu Boroma und Zumbo in Südafrika in den Jahren 1893—1897. Bearbeitet u. herausgegeben von J. Fényi, S. J. Kalocsa 1905. Fol. 93 S, 1 Bl., 2 Tafeln. (Publikation d. Haynald-Observatoriums, Hft. IX.)

Bidlingmaier, Fr.: Erdmagnetische Probleme und die Deutsche Südpolar-Expedition. Berlin 1905. 8°. S.-A. Verhandl. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. 50—56.

Bulletin météorologique du département de l'Hérault publié sous les auspices du Conseil Général. Année 1904. Montpellier 1905. 4°. 132 S., 13 Tafeln.

International **Catalogue** of Scientific Literature. Third annual issue. F. Meteorology including Terrestrial Magnetism. London 1905. 8°. 235 S. Preis 15 s. — Literatur des Jahres 1902.

Chatillon, Joseph et Blanc, Benoît: Rapport de la commission d'études et de défense contre la grêle à l'assemblée générale de la société régionale de viticulture de Lyon du 1 février 1905. Villefranche (1905). 8°. 55 S.

Clayton, H. Helm: Various researches on the temperature in cyclones and anticyclones in temperate latitudes. Straßburg 1905. 4°. S.-A. Beiträge z. Phys. d. freien Atmosph. I, Heft 3, S. 93—107.

Exner, Felix M.: Über Druck und Temperatur bewegter Luft. Wien 1905. 8°. 22 S. S.-A. Sitzungsber. d. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., Bd. CXIV, Abt. IIa, 1905.

Frick, J.: Physikalische Technik oder Anleitung zu Experimentalvorträgen sowie zur Selbstherstellung einfacher Demonstrationsapparate. Siebente vollkommen umgearbeitete und stark vermehrte Auflage von Otto Lehmann. In zwei Bänden. Erster Band, erste Abt. Braunschweig, Fr. Vieweg u. Sohn 1904. gr. 8°. XXIII, 630, 34 S., 1 Porträt und 2003 Fig. im Text. Preis 16 M., geb. in Halbleder 18 M. Erster Band, zweite Abt. Ebenda 1905. gr. 8°. XX S., S. 631—1631, 32 S. mit 1905 Figuren im Text.

Digitized by Google

Preis 24 M., geb. in Halbleder 28 M. — Unentbehrlich auch allen denen, die ein meteorologisches Praktikum abhalten oder einschlägige experimentelle Arbeiten ausführen wollen.

Meteorologiska **Iakttagelser** i Sverige utgifna af Kongl. Svenska Vetenskapsakademien, anställda och utarbetade under inseende af Meteorologiska Centralanstalten. 46. Bandet, 1904. Upsala u. Stockholm 1905. 4°. X, 157 S. — „Die letzten werden die ersten sein"; das schwedische meteorologische Jahrbuch, das früher mit erheblicher Verspätung erschien, ist nun allen anderen voraus und beschämt in der Schnelligkeit der Veröffentlichung selbst viele Observatorien, die nur ihre eigenen Beobachtungen publizieren. G. H.

Kerner, Fritz von: Thermoisodromen. Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur. Wien, R. Lechner 1905. 8°. 1 Bl., 30 S., 2 Tafeln. (Abhandl. d. k. k. geogr. Ges. in Wien VI, Nr. 3.)

Kilgour, Wm. T.: Twenty years on Ben Nevis. Being a brief account of the life, work and experiences of the observers at the highest meteorological station in the British Isles. Paisley, A. Gardiner (1905). 8°. 154 S., 33 Tafeln. Preis 2 s. 6 d.

Klein, H. J.: Die bisherigen Erfolge der Wetterprognosen. 8°. Aussch. Gaea 1906, S. 4—9.

Langbeck, K.: Das Herbstgewitter am 27. September. 8°. 7 S. S.-A. „Das Wetter" 1905, Heft 11.

Lockyer, Norman and **Lockyer, William J. S.:** The flow of the river Thames in relation to British pressure and rainfall changes. 8°. S.-A. Proc. R. Soc. A., vol. 76, 1905, S. 494—506, 2 Tafeln.

Loisel, Julien: Le baromètre anéroide. Paris, Gauthier-Villars (1905). 12°. 24 S., 1 Tafel. Preis 1 fr. — Die Berechnung der Höhe erfolgt auf graphischem Wege.

Lütgens, Rudolf: Oberflächentemperaturen im südlichen indischen Ozean 1901—1903. Inaug.-Diss. Berlin. 8°. 4 Bl., 16 S., 1 Bl., 2 Tafeln.

Luyken, K.: Die erdmagnetischen Arbeiten auf der Kerguelen-Station. Berlin 1905. 8°. S.-A. Verhandl. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. 57—64.

Lyons, H. G.: On the Nile flood and its variation. 8°. 50 S., 2 Tafeln. S.-A. The Geogr. Journ. 1905.

Meinardus, Wilh.: Über die Windverhältnisse an der Winterstation des „Gauß". Berlin 1905. 8°. S.-A. Verhandl. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. 35—48, 1 Tafel.

Neumayer, G. von: Eine erdmagnetische Vermessung der bayerischen Rheinpfalz 1855/56. Bad Dürkheim 1905. 4°. 1 Bl., III, 79, LXI S., 3 Karten. (Mitt. d. Pollichia, Nr. 21, LXII Jahrg., 1905.)

Observaciones magneticas y meteorologicas hechas en el Observatorio del Colegio de Belen de la Compañia de Jesus en la Habana. Año de 1883. Habana 1905. Fol.

— Dasselbe für 1884. Ibidem 1905. Fol. — Damit ist die Lücke der Beobachtungsreihe ausgefüllt.

Meteorological **observations** made at the Hongkong Observatory in the year 1904. Hongkong 1905. Fol. XI, 108 S.

Observations publiées par l'Institut météorologique central de la Soc. des Sciences de Finlande. Vol. XIX. Observ. météorol. faites à Helsingfors en 1900. Helsingfors 1905. Fol. VII, 87 S.

Osservazioni meteorologiche fatte nell'anno 1904 all'Osservatorio della R. Università di Torino calcolate da Efisio Ferrero. Torino 1905. 8°. 53 S.

Die **Physik** auf Grund ihrer geschichtlichen Entwickelung für weitere Kreise in Wort und Bild dargestellt von Paul La Cour und Jakob Appel. Autorisierte Übersetzung [aus dem Dänischen] von G. Siebert. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1905. 8°. I.: XII, 496 S., 2 Tafeln; II: VIII, 491 S., 4 Tafeln. Preis 15 M., geb. in Kaliko 16.50 M. — Wegen der eingehenden geschichtlichen Behandlung der Meteorologie und des Erdmagnetismus kann das Buch auch den Lesern dieser Zeitschrift empfohlen werden.

Polis, P.: Die wolkenbruchartigen Regenfälle am 17. Juni 1904 im Maas-, Rhein- und Wesergebiet. 4°. 5 S., 1 Karte. S.-A. Petermanns geogr. Mitt. 1905. Heft IX.

Ramann, E.: Bodenkunde. Zweite Auflage. Berlin, J. Springer 1905. 8°. XII, 431 S. Preis 10 M. — Der Abschnitt: Physik des Bodens, S. 216—318, ist für die Meteorologie von großem Interesse.

Hourly **Readings** obtained from the self-recording instruments at four observatories of the Met. Office 1902. London 1905. 4°. XIII, 197 S. Preis 25 s.

Tabellarische **Reiseberichte** nach den meteorologischen Schiffstagebüchern. 2. Bd. Eingänge des Jahres 1904. Berlin, E. S. Mittler 1905. 8°. IX, 199 S. (Deutsche Seewarte.) Preis 3 M.

Report of the Chief of the Weather Bureau 1903—1904. Washington 1905. 4°. XXXIX, 381 S. — Enthält zum ersten Male die Beobachtungen (wenigstens für die beiden Termine 8^a und 8^p) von 30 ausgewählten Stationen *in extenso*, ein Vorgehen, das einen alten und dringenden Wunsch der europäischen Meteorologen endlich befriedigt und das überall mit Freuden begrüßt werden wird. Dagegen sind leider die Resultate der Registrierbeobachtungen fortgefallen. G. H.

Schmidt, Ad.: Nachruf auf Johannes Edler. Braunschweig 1905. 8°. S.-A. Verhandl. d. Deutsch. Phys. Ges., VII, Nr. 22, S. 399—403.

Shaw, W. N.: Seasons in the British Isles from 1878. (London) 1905. 8°. 97 S. S.-A. Journ. R. Statistical Soc., vol. LXVIII, pt. II.

— On the treatment of climatological observations. 8°. 13 S., 6 Tafeln. S.-A. Journ. Scott. Met. Soc. XX, 1905.

Teisserenc de Bort: Sur les caractères de la température dans l'atmosphère libre au dessus de 10 kilomètres. 8°. 12 S., 2 Tafeln.

Tellini, A.: Carte delle nevi delle Alpi orientali e del Veneto. Udine 1905. Fol. 4 Karten. — Verteilung der Tage mit Schnee, der Dauer und Dicke der Schneedecke.

Thévenet: Recherches sur la prévision du temps en Algérie. Alger 1905. 8°. 71 S.

Udden, Johan August: On the cyclonic distribution of rainfall. Rock Island, Ill. 1905. 8°. 21 S.

Verslag van het college van curatoren van het Kon. Nederlandsch Meteorologisch Instituut over het jaar 1903. 's Gravenhage (1904). 8°. 67 S. — Dasselbe für 1904. Ebenda (1905). 49 S.

Zuntz, N.; Loewy, A.; Müller, Franz; Caspari, W.: Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen. Berlin, Bong 1906. gr. 8°. XVI, 494 S., 30 Tabellen, 8 Tafeln u. Figuren im Text. Preis 18 M. — Mehr von physiologischem als meteorologischem Interesse. Der auf dem Titel stehende Vermerk „Erste Auflage" ist für ein wissenschaftliches Buch ungewöhnlich und wird hoffentlich keine Nachahmung finden. G. H.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

G. D. Baedeker, Verlagshandlung in **Essen.**

Soeben erschien und ist zu beziehen durch alle Buch- und Landkartenhandlungen:

Temperaturkarte der Rheinprovinz.

Auf Grund zwanzigjähriger Beobachtungen von 1881—1900

herausgegeben vom

Meteorologischen Observatorium Aachen

entworfen von dessen Direktor

Dr. P. Polis

Maßstab 1:175000. Größe 172 cm hoch, 107 cm breit.

Als Sonderheftbeigabe: Erläuternder Text mit 11 Abbildungen und 4 Tabellen.

Preis: aufgezogen mit Stäben (einschl. Sonderheft) M. 28.—, Preis des Sonderheftes, wenn allein bezogen, M. 1.—.

Auf Grund der Beobachtungen während des zwanzigjährigen Zeitraumes von 1881 bis 1900, die von 22 Stationen ununterbrochen gemacht worden sind, wurde die Karte auf Anregung der Landwirtschaftskammer der Rheinprovinz veröffentlicht. Sie stellt ein Gebiet dar, das über die strengen Grenzen der Rheinprovinz hinausgeht und die angrenzenden Teile der Nachbarprovinzen umfaßt.

In der Rheinprovinz selbst liegen 14 meteorologische Stationen, aus Westfalen wurden 3 und aus Hessen-Nassau 4 Stationen herangezogen, sowie die Station Birkenfeld in der Oldenburgischen Enklave. Damit das Flächenkolorit schärfer hervortritt und um das Kartenbild nicht zu überladen, sind die Höhenabstufungen fortgelassen. Ferner enthält die Karte alle Städte und wichtige Ortschaften nebst 4 Nebenkärtchen mit Angabe der Durchschnittstemperaturen im Winter, Frühjahr, Sommer, Herbst.

Der Entwurf der Temperaturkarte ist nach einheitlichen Gesichtspunkten durchgeführt, da ausschließlich von den meteorologischen Stationen des Königl. Preuß. Meteorologischen Instituts und des Aachener Meteorologischen Observatoriums gewonnenes Beobachtungsmaterial verwertet wurde.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. Dr. W. J. van Bebber:

Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen, für alle Berufsklassen gemeinverständlich bearbeitet. Mit 16 Abbildungen. ℳ —.60.

Prof. Dr. R. Börnstein:

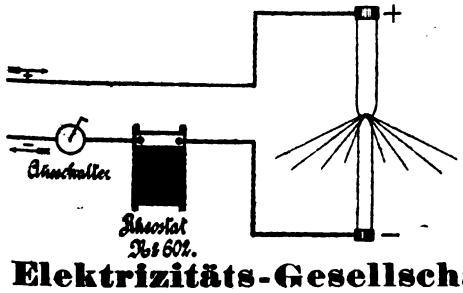
Leitfaden der Wetterkunde. Gemeinverständlich bearbeitet. Mit 52 Abbildungen und 17 Tafeln. ℳ 5.—, geb. ℳ 6.—.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

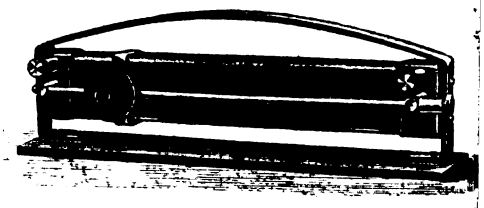
Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen-Widerstände



Laboratoriums-Widerstände jeder Art



Glimmerplatten-, Graphit- und Gefälldraht-Widerstände. Zylinder-Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.

Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X

Digitized by Google

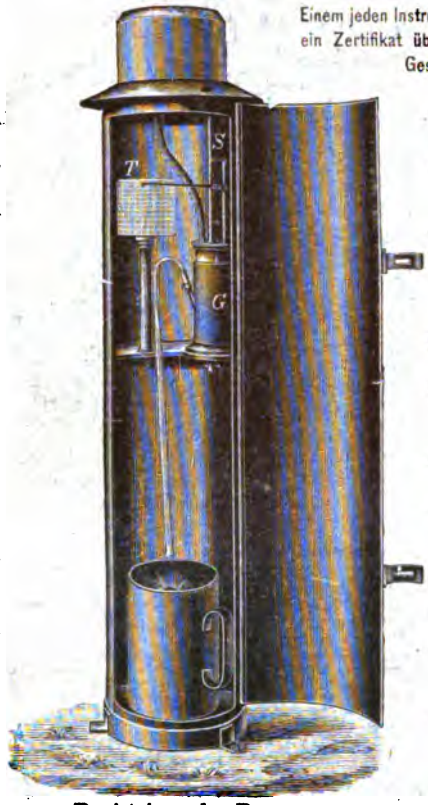
Aspirationspsychrometer

nach

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.



Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".

R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

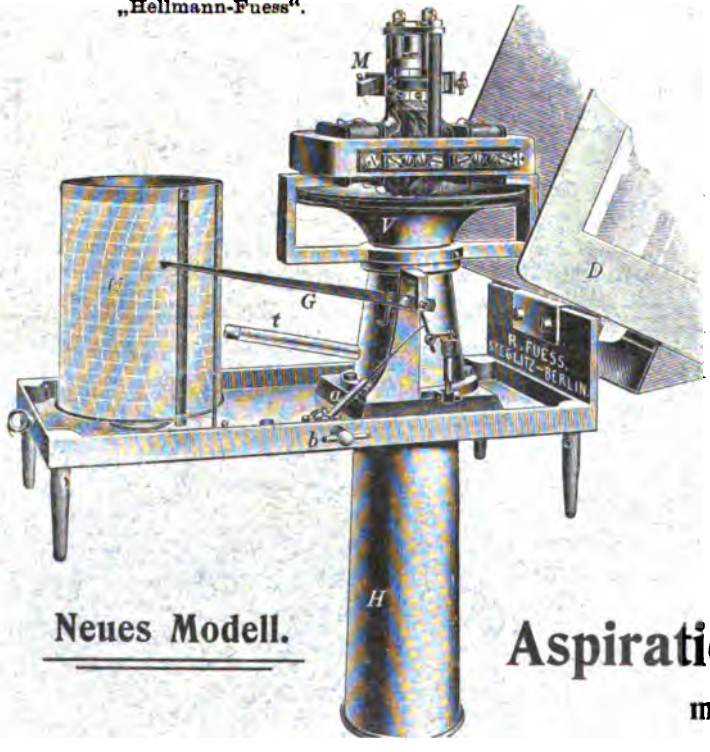
1. Spezial-Katalog über **Barometer** und Barometer-**Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und Thermometer-**Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende** meteorologische **Instrumente, Regenmesser, Windfahnen** und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente** für Forschungs-**reisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der Ventilation in Gebäuden und Bergwerken.

Abteilung III.

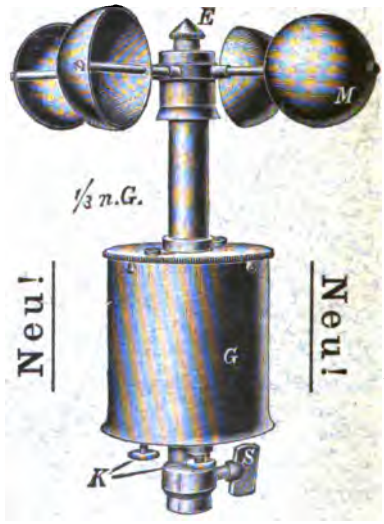
6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**



Neues Modell.



Kontaktanemometer
in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

☛ Diesem Heft liegen bei: Ein Prospekt der Firma **R. Fuess** in **Steglitz** bei **Berlin,** Düntherstr. 8, betr.: **Neuere Instrumente für Windrichtung, Winddruck und Windgeschwindigkeit.** — Zwei Prospekte der Verlagsbuchhandlung **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig,** betr.: La Cour und Appel, **Die Physik;** Marcuse, **Handbuch der Geographischen Ortsbestimmung.**

1906 Heft 2 Februar

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUN 14 1906
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".

Mit zwei Textfiguren und zwei Tafeln.

INHALT.

Seite
A. Gockel: Über den Ionengehalt der Atmosphäre 53
Klein: Cirrus-Studien 67
J. Hann: Der Pulsschlag der Atmosphäre 82

Kleinere Mitteilungen:

Seite
Wintergewitter 86
Eine Feuerkugel 87
Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Ost-Spitzbergen 1894 und 1895 87
P. Polis: Ergebnisse der Luftdruckregistrierungen zu Aachen 1896 bis 1903. Mit zwei Textfiguren und einer Tafel 87
S. Zöllner: Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Mit einer Tafel 92

Literaturbericht:

R. Less: Thévenet, Recherches sur la prévision du temps en Algérie 94
Bibliographie 95
Berichtigung 96

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Gegründet 1859. **WILH. LAMBRECHT,** **Fabrik für meteorol. Instrumente u. solcher für Hygiene u. Technik.** **GÖTTINGEN** (Georgia Augusta).

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

Einzigartige Spezialität: Instrumente zur Wettervoraussage auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache Nr. 239.

Vertreter an allen gröss. Plätzen des In- u. Auslandes. Generalvertrieb f. d. Schweiz, Italien u. die österr. Alpenländer durch: C. A. ULBRICH & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 2.

Über den Ionengehalt der Atmosphäre.

Von A. GOCKEL, Freiburg (Schweiz).

Über die Abhängigkeit des Ionengehaltes der Atmosphäre von meteorologischen Faktoren habe ich bereits früher[1]) einige kurze Mitteilungen veröffentlicht. Da sich in dem mittlerweile verflossenen Jahre das Beobachtungsmaterial bedeutend vermehrt hat, glaube ich jetzt eine etwas eingehendere Diskussion desselben geben zu können.

Die Beobachtungen wurden in der früher erwähnten Weise teils von meiner Frau, teils von mir ausgeführt. Aus äußeren Gründen fällt der größte Teil der Messungen in die Zeit zwischen 10ª und 4ᵖ; zur Bestimmung der täglichen Periode des Ionengehaltes ist das Material daher wenig geeignet, zumal, wie auch Simpson[2]) konstatiert hat, die tägliche Kurve der Ionisation eine geringere Amplitude besitzt als die der Zerstreuung. Die folgende Zusammenstellung kann daher für die Morgen- und Abendwerte nur als eine Annäherung gelten. Es bedeutet im folgenden stets I_+ den Gehalt an positiven, I_- an negativen Ionen, ausgedrückt in elektrostatischen Einheiten pro Kubikmeter. Q ist der Mittelwert der Quotienten $\frac{I_+}{I_-}$, also nicht der Quotient der Mittelwerte; n die Zahl der Messungen.

Tabelle 1.

Winter.

Stunde	8ª	9ʰ	10ʰ	11ʰ	12ʰ	2ᵖ	3ʰ	4ʰ	5ʰ	6ʰ	7ʰ	9ᵖ
I_+	0.203	.225	.256	.278	.256	.318	.280	.283	.224	.272	.177	.167
I_-	.131	.177	.186	.231	.208	.239	.206	.225	.208	.189	.158	.103
Q	2.34	1.89	1.52	1.35	1.50	1.44	1.39	1.41	1.45	1.50	1.64	1.58
n	18	12	34	43	42	85	39	30	18	19	9	4

Sommer.

Stunde	7—8ª	9ʰ	10ʰ	11ʰ	12 u. 1ʰ	2ᵖ	3ʰ	4ʰ	5ʰ	6ʰ	7ʰ	8ʰ	9 u. 10ᵖ
I_+	0.316	.373	.278	.302	.336	.350	.353	.430	.422	.413	.402	.356	.244
I_-	0.230	.295	.232	.232	.239	.281	.270	.333	.312	.255	.257	.208	.192
Q	1.34	1.44	1.49	1.10	1.35	1.36	1.39	1.27	1.43	1.44	1.90	1.91	1.38
n	7	13	12	17	11	33	19	16	7	8	9	11	5

Aus den Zahlen der Tabelle läßt sich immerhin ersehen, daß der Ionengehalt von Sonnenaufgang bis zum späten Nachmittag steigt. Diese Tatsache ergibt sich übrigens nicht nur aus den Mittelwerten, sondern auch aus den Beobachtungen jedes einzelnen, niederschlagfreien Tages. Daß der Anstieg am Vormittag sehr flach erscheint, rührt teilweise davon her, daß sich im Laufe eines halben Jahres der Zeitpunkt des Sonnenaufganges und damit auch der Zeitpunkt, zu dem der morgendliche Nebel weicht, verschiebt; greift man einen bestimmten Tag heraus, so erhält man einen steileren Anstieg, z. B. war I_+ am 10. November 1905:

8ª	9ʰ	10ʰ	11ʰ	2ᵖ	5ᵖ
0.172	0.273	0.354	0.376	0.521	0.265

[1]) Meteorol. Zeitschr. 22, 97, 1905 und Physik. Zeitschr. 5, 257, 1904.
[2]) Simpson, Philos. Transact. of R. S. of London, Serie A, 205, 73, 1905.

Digitized by Google

Viel besser als aus den Mittelzahlen geht aus den einzelnen Beobachtungen hervor, daß die Zahl der Ionen, speziell der negativen, rasch wächst, wenn der Tau und die morgens über dem Boden lagernden Dunstschichten verschwinden. Bezüglich der Zerstreuung konnte ich zeigen, daß die Koeffizienten derselben rasch wachsen, wenn die in der Nähe des Bodens gemessene relative Feuchtigkeit abnimmt, und ich glaubte die tägliche Periode der Zerstreuungsgeschwindigkeit zum großen Teil durch die Änderung der relativen Feuchtigkeit erklären zu können. Der Zusammenhang zwischen Ionenzahl und relativer Feuchtigkeit ist viel weniger ausgeprägt, und auf jeden Fall hat die im Laufe des Vormittags eintretende Temperaturerhöhung direkt und nicht bloß durch das Bindeglied der abnehmenden relativen Feuchtigkeit Einfluß auf die Vermehrung der Ionenzahl.

Ich habe schon früher das am Abend auftretende Sprungmaximum des Potentialgefälles durch das Ausfallen der negativen Ionen erklärt. Weitere Versuche haben mir nun gezeigt, daß auch, sobald die ersten Sonnenstrahlen den Beobachtungsort treffen, der Gehalt der Luft an negativen Ionen stark zurückgeht, es wächst also Q und damit das Potentialgefälle. Diese Verminderung der Zahl der negativen Ionen wird verursacht durch die vorübergehende Bildung einer Dunstschicht. Offenbar leiten die Sonnenstrahlen auf dem Erdboden einen Verdampfungsprozeß ein, der dann zur Bildung von Dunstschichten in der darüber liegenden kälteren und fast mit Feuchtigkeit gesättigten Luft führen muß.

Aus dem Umstande, daß das Verschwinden der negativen Ionen zeitlich mit der Erhöhung des Potentialgefälles zusammenfällt, glaube ich auf einen ursächlichen Zusammenhang der beiden Erscheinungen schließen zu dürfen; und da man nicht gut annehmen kann, daß die Änderung des Potentialgefälles das primäre ist — es läßt sich kaum ein direkter Zusammenhang zwischen Sonnenstrahlung und Erhöhung des Potentialgefälles denken —, so sehe ich die Änderung des Potentialgefälles als Folge der Änderung des Ionengehaltes an.

Herr Gerdien[1]) will eine derartige Beziehung zwischen dem Potentialgefälle und der Größe Q nicht gelten lassen. Aus der bekannten Gleichung $\frac{d^2V}{dh^2} = -4\pi\varrho$ (V Potentialdifferenz gegen Erde, h Höhe über dem Boden, ϱ räumliche Ladungsdichte) leitet er, unter der Voraussetzung, daß $\frac{d^2V}{dh^2} = \frac{1}{10}\frac{\text{Volt}}{\text{m}^2}$ sei, ab, daß die räumliche Dichte der Elektrizität nur $^1/_{30}$ bis $^1/_{60}$ der aus den Angaben des Ionenzählers berechneten sei. Er sagt dann weiter wörtlich:

„Es ist zurzeit noch nicht möglich, auf Grund experimenteller Resultate die Erklärung dieses Befundes zu geben; man kann lediglich nach drei Richtungen Vermutungen äußern: Es könnte die Abnahme des Potentialgefälles in der unmittelbaren Nachbarschaft des Bodens eine weit stärkere sein, als man bisher aus den immer erst in einiger Höhe über dem Boden durchführbaren Potentialgefällemessungen im Freiballon extrapoliert hat; zur Erklärung des beobachteten Überschusses an positiven Ionenladungen wäre allerdings eine Abnahme des Potentialgefälles um 3 bis 5 Volt/m² notwendig, die immerhin bei den Gefällemessungen am Boden hätte bemerkt werden können und auch insofern unwahrscheinlich ist, als sie starke räumliche Ladungen in unmittelbarer Nachbarschaft des Bodens und erheblich schwächere Ladungen in geringer Höhe darüber voraussetzt — eine Ver-

[1]) Gerdien, Phys. Zeitschr. 6, 648, 1905.

Digitized by Google

teilung, die bei der im allgemeinen lebhaften Durchmischung der untersten Schichten unserer Atmosphäre sich schwerlich längere Zeit erhalten könnte."

Zweitens verweist Herr Gerdien auf die schwer beweglichen von Langevin entdeckten Ionen, welche sich mit dem Aspirationsapparat nicht nachweisen lassen und drittens hält er es für möglich, daß das homogene Feld der Atmosphäre erst durch die Aufstellung des Aspirationsapparates inhomogen werde, also der Überschuß einer Ionenart nur vorgetäuscht werde.

Um mit der letzten Einwendung zu beginnen, so ist es klar, daß, von anderen Gründen abgesehen, unmöglich plötzliche Änderungen des Ionengehaltes vorgetäuscht werden können. Über die zweite Einwendung läßt sich zurzeit mangels der nötigen Unterlagen noch sehr wenig sagen, dagegen muß zu der ersten bemerkt werden, daß eine Abnahme des Potentialgefälles um 3 bis 5 Volt pro Meter der Beobachtung sehr wohl entgehen kann; wegen der durch Luftzug verursachten Verlagerung der Flammenspitze oder der Auflösungsstelle des Wasserstrahls schwankt das zu messende Potentialgefälle fortwährend um einige Volt. Ferner habe ich tatsächlich bemerkt, daß bei der Bildung von Dunstschichten am Boden die Abnahme des Potentialgefälles mit der Höhe Werte von 10 bis 20 Volt pro Meter und mehr erreichen kann. Selbst in der Sahara habe ich derartige Fälle bemerkt, und die gewöhnlich gemachte Annahme, daß die Potentialdifferenz eines Punktes der Atmosphäre gegenüber der Erde proportional sei seinem senkrechten Abstand vom Erdboden, halte ich nur innerhalb gewisser Grenzen für richtig. Ich pflege deshalb bei Potentialgefällemessungen den Kollektor stets in derselben Entfernung vom Erdboden (150 cm) anzubringen und dem Wechsel des Potentialgefälles durch Anwendung von Elektroskopen verschiedener Empfindlichkeit Rechnung zu tragen. Wie Herr Gerdien auch mit Recht bemerkt, liegen für die unteren Schichten der Atmosphäre nur wenige Messungen der Größe $\frac{d^2V}{dh^2}$ vor. Auf jeden Fall halte ich es für unzulässig, diese Größe aus der Differenz der am Erdboden und in etwa 500 m Höhe gemessenen $\frac{dV}{dh}$ berechnen zu wollen, da Staub- und Dunstschichten diese Abnahme unregelmäßig machen. Schon die Beobachtungen Chauveaus am Eiffelturm zeigen, daß in den unteren Schichten der Atmosphäre sich beträchtliche räumliche Ladungen der Atmosphäre anhäufen können. Man hat, wie mir scheint, vielfach übersehen, daß die „Schönwetterelektrizität", die Herr Exner seinerzeit seinen Auseinandersetzungen der Einfachheit halber zugrunde legte, einen normalerweise niemals verwirklichten Idealfall vorstellt.

Ich kehre zurück zur Besprechung der täglichen Änderung des Ionengehaltes. Der Zusammenhang zwischen Ionisierung und Temperatur ist aus der Tabelle 1 deutlich zu ersehen. Die Verspätung des Maximums der Ionisation gegenüber dem Maximum der Lufttemperatur deutet darauf hin, daß die Erwärmung des Bodens die Ionisation befördert. Diese Tatsache steht in gutem Einklang mit den von den Herren Elster und Geitel und Ebert entwickelten Theorien. Will man daneben auch eine direkte Vermehrung der Ionenzahl als Folge der Erhöhung der Lufttemperatur annehmen, so stehen die Beobachtungen dem nicht entgegen.

Das Verhältnis $Q = \frac{I_+}{I_-}$ zeigt, wie auch das aus Zerstreuungsmessungen berechnete q eine Erniedrigung gegen 11^a und 4^p und ein starkes Ansteigen am Morgen und Abend.

Digitized by Google

Die jährliche Periode läßt sich aus meinen Beobachtungen ebensowenig genau feststellen als die tägliche. Wie sich schon aus Tabelle 1 ergibt, überwiegen in meinem Material weitaus die Winterbeobachtungen. Zum Teil ist dieser Umstand auf zeitweilige Abwesenheit während der Sommerferien, zum größeren Teil aber darauf zurückzuführen, daß sowohl im verflossenen Jahre als auch im laufenden im Juni und Juli Federbrüche des Aspirators eintraten. Bei der Berechnung der beifolgenden Tabelle 2 sind mit Rücksicht auf die ungleichmäßige Verteilung der Beobachtungen über die einzelnen Tageszeiten nur die zwischen 10^a und 4^p gemachten Messungen berücksichtigt worden. Ausgeschlossen wurden ferner, wie auch in Tabelle 1 Beobachtungen, die während Nebel und Niederschlägen gemacht wurden, dagegen glaubte ich den Charakter der einzelnen Monate zu trüben, wenn ich mich ausschließlich auf die sog. Schönwetterelektrizität beschränkte, erhält doch schon bei der jetzigen Beschränkung der nebelreiche November Zahlen, die ihm bei Berücksichtigung der sämtlichen Messungen nicht zukämen.

Tabelle 2.

Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$I+$	0.219	.266	.289	.199	.233	.385	.703	.392	.452	.378	.300	.270
$I-$	.159	.206	.217	.179	.178	.302	.387	.336	.315	.268	.213	.180
Q	1.50	1.53	1.43	1.25	1.41	1.34	1.78	1.07	1.18	1.33	1.53	1.60
n	30	48	75	26	47	27	12	21	29	50	52	46

Die Beobachtungen, deren Mittelwerte in der obigen Tabelle zusammengestellt sind, verteilen sich auf zwei Jahre. In diesen beiden Jahren war der Gang der Ionisation nicht derselbe. Im Jahre 1904 fiel das Maximum nicht wie 1905 in den Juli, sondern in den Mai. Ich erwähne diese Tatsache deshalb, weil in demselben Jahre P. Zölss in Kremsmünster das Maximum der Zerstreuung im Herbst fand. In beiden Jahren hielten sich die Ionisationswerte auf annähernd derselben Höhe bis zum Oktober, dann fand ein rascher Abfall statt. Im Frühjahr ist, entsprechend der sehr veränderlichen Witterung, der Gang der Ionisation ein unregelmäßiger. Mit Eintreten eines scharfen Frostes sinken die Ionenzahlen bei antizyklonaler Wetterlage sofort stark herunter, während vor und nach Schneegestöbern auch bei niederer Temperatur I_+ sowohl als I_- auf über 0.35 steigen kann.

Das Verhältnis Q erreicht sein Minimum in der an Ionenreichen warmen Jahreszeit, sein Maximum in der an Ionen armen kalten. Es rührt dies davon her, daß durch die winterliche Dunstbildung der Gehalt an negativen Ionen stärker verringert wird als der an positiven. Ähnliche Verhältnisse walten auch ob in der täglichen Periode.

Man sieht, daß im allgemeinen die Ionisation den umgekehrten Gang einschlägt wie das Potentialgefälle. Im einzelnen findet man aber keine regelmäßige Beziehung zwischen den beiden Größen. Ich möchte deshalb auch meine Bemerkungen über die Entstehung der Sprungmaxima des Potentialgefälles nicht so aufgefaßt wissen, als ob das Potentialgefälle ausschließlich eine Funktion der Ionenverteilung am Beobachtungsplatze wäre.

Den Zusammenhang zwischen Ionisation und relativer Feuchtigkeit stellt die nachfolgende Tabelle dar.

Tabelle 3.

Relative Feuchtigkeit	$I+$	$I-$	Q	Zahl der Beobachtungen
< 40	0.247	0.209	1.20	27
40— 49	.306	.219	1.42	40
50— 59	.284	.217	1.49	62
60— 69	.257	.181	1.70	59
70— 79	.277	.203	1.49	45
80— 89	.271	.165	1.43	47
90—100	.222	.134	1.68	13

Digitized by Google

Ähnlich wie es auch bei der Zerstreuung der Fall ist, nimmt der Ionengehalt, speziell der an negativen Ionen, mit zunehmender relativer Feuchtigkeit ab; doch ist, wie auch Simpson gefunden hat, diese Abnahme weniger stark als die der Zerstreuungskoeffizienten. Die raschere Abnahme der negativen Ionen bei zunehmender Feuchtigkeit veranlaßt, daß der Wert Q mit dieser steigt. Die auffallende Tatsache, daß gerade bei der größten Trockenheit Ionenzahlen gemessen wurden, die etwas niedriger sind als die bei mittleren Feuchtigkeitsgraden gemessenen, erklärt sich aus dem Umstande, daß an den betreffenden warmen Sommertagen die Luft, wie die unklare Aussicht lehrte, viel Staub enthielt. Wie wir später sehen werden, entzieht dieser aber der Atmosphäre durch Adsorption die Ionen. Der Zusammenhang zwischen relativer Feuchtigkeit und Ionengehalt wäre wohl noch deutlicher zum Ausdruck gekommen, wenn ich die Feuchtigkeit in unmittelbarer Nähe des Bodens, anstatt wie es tatsächlich geschehen ist, 2 m über demselben hätte messen können. Bezüglich der Zerstreuungsgeschwindigkeit konnte ich früher nachweisen, daß der Zusammenhang mit der relativen Feuchtigkeit sich nur dann deutlich ergibt, wenn diese in der Nähe des Bodens gemessen wird. Bildet sich am Boden eine Dunstschicht, während das in einiger Höhe aufgestellte Hygrometer noch eine mittlere relative Feuchtigkeit angibt, so sinkt der Ionengehalt ebenso wie die Zerstreuungsgeschwindigkeit. Auf jeden Fall erscheint es bemerkenswert, daß Vorgänge, die sich auf die Nachbarschaft des Erdbodens beschränken, den Ionengehalt auch in den höheren Schichten beeinflussen. Wenn in der kalten Jahreszeit im Beobachtungsjournal Dunst oder leichter Nebel vermerkt ist, ist der Ionengehalt stets kleiner als 0,1. Weicht dann bei antizyklonaler Wetterlage im Laufe des Vormittags der Bodennebel, so steigen die Ionenwerte rasch auf 0.2 bis 0.3. Ich habe vor vielen Jahren [1]) schon konstatiert, daß das Potentialgefälle sein Maximum erreicht, wenn an kalten Tagen ein feiner Dunstschleier über dem Boden liegt. Unter denselben Umständen erhält man auch die niedersten Ionenwerte. Brunhes und Baldit haben auch auf dem Puy de Dôme festgestellt, daß an schönen Wintertagen bei schneebedecktem Boden der Wert von q ansteigt, „gleichsam als ob der Schnee die Wirkung hätte, die Atmosphäre noch mehr von negativen Ionen zu säubern". Ich glaube, daß diese Säuberung nicht eine Wirkung des Schnees, sondern der darüber liegenden Dunstschicht ist [2]).

Ausgeschlossen sind in Tabelle 3, wie in allen bisherigen Zusammenstellungen, die Tage mit Niederschlägen. Während des Fallens von solchen kann man, wie sich später zeigen wird, auch bei einer relativen Feuchtigkeit von 100 Proz. recht hohe Werte des Ionengehaltes beobachten.

Ionisation und Temperatur. Daß mit steigender Temperatur auch die Ionisation zunimmt, zeigt schon die tägliche und jährliche Periode dieser letzteren. Es zeigt aber auch besonders die tägliche Periode und ferner auch ein flüchtiger Überblick über die Beobachtungen, daß die Zunahme von I_+ und I_- mit der Temperatur keine regelmäßige ist. Insbesondere beobachtet man an den heißesten Tagen durchaus nicht die höchsten Werte der Ionisation und an den kältesten auch nicht die kleinsten.

Ich habe deshalb eine besondere Zusammenstellung der Ionenwerte und der Temperatur für überflüssig erachtet.

---

[1]) Meteorol. Zeitschr. 19, 293, 1897.
[2]) Phys. Zeitschr. 5, 660, 1905.

Digitized by Google

Ebenso habe ich es unterlassen, die Werte von I nach Graden der Bewölkung zu ordnen. Schon eine oberflächliche Beobachtung zeigt, daß bei jedem Bewölkungsgrade die verschiedensten Werte der Ionisation auftreten. Eine rein statistische Zusammenstellung würde hier nur Zufallswerte liefern.

Zölss hat bezüglich der Zerstreuung eine deutliche Abhängigkeit von der Bewölkung in der Weise gefunden, daß diese erstere an heiteren Tagen ein Maximum erreicht. Ich konnte einen derartigen Zusammenhang nicht feststellen. Daß die winterliche Stratusdecke die Radioaktivität der Atmosphäre, ausgedrückt in der von den Herrn Elster und Geitel angegebenen Weise, nicht vermindert, habe ich schon früher bemerkt, ebensowenig vermindert eine solche Schicht den Ionengehalt der Atmosphäre. Recht hohe Werte der Ionisierung kann man beobachten, wenn eine dichte Cumulusdecke allmählich in Regenwolken übergeht. Der Verlauf der täglichen Periode der Ionisierung scheint an niederschlagsfreien Tagen durch Zu- oder Abnahme der Bewölkung nicht gestört zu werden.

Mit Rücksicht auf die Ebertsche Theorie war es von Interesse, festzustellen, ob Tage mit intensiver Sonnenstrahlung besonders hohe Werte der Ionisierung ergeben. Die winterlichen Beobachtungen sind für diesen Zweck nicht zu gebrauchen. Heiterer Himmel wird hier im Winter bedingt entweder durch Föhn, dann ist der Ionengehalt ein sehr hoher, oder durch eine über der Schweiz lagernde Antizyklone, dann ist die Temperatur tief, über dem Boden bilden sich Dunstschichten, und der Ionengehalt sinkt. Im Sommer habe ich allerdings an einigen wolkenlosen Juli- und Augusttagen mit normaler Alpenaussicht außerordentlich hohe Werte der Ionisierung, 0.5 bis 1, erhalten; andererseits ergab aber die Zusammenstellung aller an heiteren Tagen gewonnenen Resultate einen Wert, der etwas unter dem allgemeinen Mittel liegt. Als einen Beweis gegen die Ebertsche Theorie möchte ich dieses Faktum nicht auffassen; denn es ist sehr wahrscheinlich, daß an heißen Sommertagen, an denen die Alpenaussicht bekanntlich meistenteils getrübt ist, eine starke Absorption von Ionen durch Staubschichten stattfindet.

Januar 1904 beobachtete ich während einiger Tage im Hochtale von Adelboden. Die Sonne ging dort wegen der meinem Standort gegenüberliegenden Berge erst $10^h 20^a$ auf. Ihr Erscheinen bewirkte eine Zunahme von I_-, dagegen keine Änderung von I_+. Ihr bald nach 3^p erfolgendes Verschwinden ließ überhaupt keine Änderung im Ionengehalt erkennen.

Schon aus dem, was ich oben über das Verhalten der Ionisation an Tagen mit klarer und getrübter Aussicht gesagt habe, geht hervor, daß die Größen I_+ und I_-, ebenso wie es von der Zerstreuungsgeschwindigkeit schon lange bekannt ist, ziemlich stark von der Transparenz der Luft beeinflußt werden. In der nachfolgenden Zusammenstellung bedeutet D_4, daß auch die etwa 80 km von hier entfernten Berner Oberlandberge mit vollkommener Klarheit sichtbar sind, D_3, daß diese verschleiert, die 20 bis 40 km entfernten Freiburger Alpen aber in allen Details vollkommen klar sind, D_2 normale Aussicht auf die Freiburger Alpen, D_1, daß auch diese verschleiert sind, D_0, daß auch die nur 15 km entfernten Vorberge unsichtbar sind. Die weitere, nur bei Nebel eintretende Beschränkung des Gesichtskreises ist hier nicht berücksichtigt.

Tabelle 4.

	D_0	D_1	D_2	D_3	D_4
$I+$	.282	.300	.314	.315	.451
$I-$	.216	.230	.231	.228	.332
Q	1.46	1.44	1.64	1.45	1.42
n	44	62	65	35	18

Digitized by Google

Bei der wunderbar klaren Alpenaussicht, wie sie für Föhnströmung charakteristisch ist, werden niemals niedere Werte des Ionengehaltes beobachtet. Ist diese Aussicht übrigens nicht bloß auf die Zeit des Sonnenaufganges und Sonnenunterganges beschränkt, so folgt einer solchen Aussicht, wobei die Berge plastisch hervortreten und blau gefärbt erscheinen, mit absoluter Sicherheit innerhalb 30 Stunden Regen oder Schnee. Bei sehr geringer Transparenz der Luft sind Werte von I_- und I_+, welche die Mittelwerte überschreiten, sehr selten. Sie scheinen nur aufzutreten, wenn die geringe Sichtigkeit bedingt ist durch eine entfernte Nebelwand bzw. Regenwolke, dagegen bleibt die Ionisation stets niedrig bei dem winterlichen nebligen Wetter. Bei allen anderen Graden der Durchsichtigkeit kommen zwar keine sehr niedrigen Ionenzahlen vor, aber im übrigen ist eine Beziehung zum Ionengehalt nur in den Mittelwerten und auch da nur sehr schwach zu erkennen. Zu demselben Resultat kommt P. Zölss[1]) bei einem Vergleich der Transparenz der Atmosphäre und der Zerstreuungsgeschwindigkeit. Auch er findet einen entschiedenen Einfluß der Transparenz auf die Zerstreuung nur bei den extremen Werten der ersteren. Bei dem niedrigsten Wert der Transparenz findet er die Elektrizitätszerstreuung stets unipolar. Auch ich habe schon bei verschiedenen Gelegenheiten hervorgehoben, daß durch Dunst- und Nebelbildung der Gehalt an negativen Ionen in stärkerem Maße verringert wird als der an positiven. Daß man sowohl bei getrübter als auch bei sehr guter Alpenaussicht bald hohe, bald niedere Werte von I_- und I_+ erhält, war vorauszusehen; denn die Alpenaussicht kann nicht ein Maß für die Transparenz der Luft in der Nähe des Beobachtungsplatzes sein. Häufig erscheinen hier, besonders in den Morgenstunden, die Berge sehr klar, während aus dem Saanetal Nebel aufsteigen, welche ihren Einfluß bis an meinen höher gelegenen Beobachtungsort erstrecken. Andererseits kann bei böigem Wetter die Luft in der Umgebung des Beobachtungsplatzes vollständig klar sein, während die Berge in Wolken gehüllt sind. Die tiefsten Werte des Ionengehaltes beobachtete ich, wie schon bemerkt, wenn bei starkem Frostwetter und klarer Luft ein feiner Dunst über dem Boden lagert. Speziell der Gehalt an negativen Ionen kann bei solchem Wetter fast unmeßbar klein werden; das Verhältnis Q wird dann sehr hoch und das Potentialgefälle kann Werte von $1000\frac{V}{m}$ und mehr erreichen.

Nebel setzen den Ionengehalt zwar beträchtlich, aber doch nicht ebenso stark herunter wie den Zerstreuungskoeffizienten. Wie Simpson mit Recht bemerkt, kann die letztere Erscheinung damit zusammenhängen, daß bei Nebel die Luftbewegung sehr schwach ist. In dem winterlichen Nebel wurde hier im Durchschnitt gefunden: $I_+ = 0{,}260$, $I_- = 0{,}170$. Es mag hier angeführt werden, daß die Größe A, welche die Herren Elster und Geitel als Maß der Radioaktivität der Atmosphäre eingeführt haben, durch Nebel anscheinend auch nur wenig verkleinert wird, die Herren Elster und Geitel selbst beobachteten sogar eine Erhöhung. Die abendliche Taubildung vermindert ebenso wie die Bildung von Nebeln in der kalten Tages- und Jahreszeit die Zahl, besonders der negativen Ionen.

Anders als Bodennebel verhalten sich aufsteigende Wolken, wie sich auf dem Brienzer Rothorn feststellen ließ. Bei ruhigem Wetter beträgt dort infolge des starken Erdfeldes der Wert von I_+ 0.7 bis 0.8; I_- etwa 0.3. Nebenbei bemerkt macht sich am Brienzer Rothorn die Asymmetrie des Ionengehaltes, im Gegensatz zu

[1]) Wiener Sitzungsber. 112, IIa, 1130, 1903.

Digitized by Google

dem, was die Herren Brunhes und Baldit am Puy de Dôme gefunden haben, in der Regel in der Weise geltend, daß gegenüber der Ebene der Gehalt an positiven Ionen steigt, während der an negativen ziemlich derselbe bleibt. Seltener beobachtete ich eine auffallend starke Verringerung der negativen Ionen. Steigen aus dem Tale aber Nebel auf, so kehrt sich das Verhältnis um. I_- kann bis auf 0.4 steigen, während I_+ auf 0.3 sinkt. Es steht diese Beobachtung in Übereinstimmung mit den Resultaten meiner früher auf dem Rothorn vorgenommenen Zerstreuungsmessungen. Es ist also innerhalb, besonders aber auch oberhalb der aufsteigenden Cumuluswolke ein Überschuß negativer, noch frei beweglicher Ionen vorhanden, während oberhalb von Bodennebeln sowohl bei Messungen im Ballon als auch im Gebirge ein starker Überschuß positiver Ionen von allen Beobachtern vorgefunden wurde. Die Annahme Gerdiens[1]), daß innerhalb der Wolken die elektrische Leitfähigkeit sehr klein wird, ist wenigstens bei den an Berglehnen aufsteigenden Wolken nicht erfüllt, auch dann nicht, wenn die Nebelwolke allmählich in schwachen Regen- oder Schneefall übergeht.

Messungen der Beweglichkeit der Ionen in der Wolke sind mir wegen des raschen Wechsels der Ionenzahl und auch offenbar der Beweglichkeit selbst nicht geglückt. Die Isolation des Aspirationsapparates in der Form, die ihm Herr Ebert neuerdings gegeben hat, und in der er sehr bequem zu transportieren ist, war dagegen stets zufriedenstellend.

Die starke Asymmetrie des Ionengehaltes, die bei ruhigem Wetter in der Nachbarschaft der Bergspitze existiert, wird naturgemäß durch einen aufsteigenden Luftstrom auch dann verringert, wenn keine Kondensation in demselben auftritt. Der Wert von Q kann auch bei schönem Sommerwetter von 4 auf 2 oder gar 1,5 herabsinken. Schwerer ist es zu verstehen, warum Q sogar beträchtlich unter 1 sinkt, wenn in dem aufsteigenden Luftstrom schon unterhalb des Beobachtungsplatzes Kondensation eintritt. Die von Herrn Gerdien[2]) entwickelte Kondensationshypothese kann diese Erscheinung meines Erachtens nicht erklären. Selbst wenn die Kondensation anfänglich nicht an Ionen, sondern an Staubteilchen vor sich geht, so muß doch eine Verringerung der Zahl der negativen Ionen eintreten, da nach den Versuchen von Schmauss[3]) die negativen Ionen von den fallenden Wassertropfen stärker adsorbiert werden als die positiven. Bei weitergehender Kondensation dienen die negativen Ionen selbst als Kondensationskerne, wodurch sich ihre Zahl noch weiter verringern muß. Der Kondensationsvorgang kann also auf jeden Fall nicht die Ursache der vielfach nicht nur relativen, sondern auch absoluten Vermehrung der negativen Ionen sein. Ich habe den Überschuß negativer Ionen in aufsteigenden Nebeln schon früher[4]) bei Zerstreuungsbeobachtungen auf dem Brienzer Rothorn bemerkt und die Erscheinungen damals in Verbindung gebracht mit dem Umstande, daß auch hier in Freiburg q nur im aufsteigenden Luftstrom < 1 gefunden wurde. Doch scheint mir diese Tatsache allein keine hinreichende Erklärung für die Erscheinung zu sein. Ich war wohl früher geneigt, anzunehmen, daß der aufsteigende Luftstrom als solcher schon einen Überschuß negativer Ionen enthalte. Diese Vermutung haben aber neuere Messungen nicht bestätigt. Auch bei stark fallendem Barometer kann $Q > 1$ bleiben. Dagegen habe ich $Q < 1$ nur unter folgenden Bedingungen beobachtet:

[1]) Gerdien, Phys. Zeitschr. 6, 660, 1905.
[2]) Gerdien, a. a. O.
[3]) Schmauss, Annal. d. Phys. 9, 224, 1902.
[4]) Gockel, Phys. Zeitschr. 4, 267, 1903.

Digitized by Google

1. Wenn über dem Saanetal Nebel oder Dunst aufsteigt; in diesem Falle sind die Q-Werte aber unzuverlässig, weil sich der Ionengehalt während der Messung von I_+ und I_-, die fast $^3/_4$ Stunden in Anspruch nimmt, beträchtlich ändern kann.

2. Wenn es an dem betreffenden Tage hier oder an einem anderen Ort der Zentral- oder Westschweiz regnete.

Das Kleinerwerden von Q wird bei der unter 2 genannten Wetterlage nicht durch eine Verringerung von I_+, sondern durch eine Vermehrung der negativen Ionen hervorgerufen. Die bei kleinen Q beobachteten Mittelwerte sind nämlich $I_+ = 0.30$, $I_- = 0.37$. Man sieht, I_+ hält sich ungefähr in der Höhe des Gesamtmittels, I_- liegt erheblich darüber. Diese Beobachtung erinnert unwillkürlich an die älteren Beobachtungen Palmieris über das Negativwerden des Potentialgefälles, und ich erlaube mir die Bemerkung Palmieris[1]) hierher zu setzen: „Dort, wo Regen fällt, hat man reichlich positive Elektrizität mit einer sie umgebenden, mehr oder weniger breiten Zone von starker, negativer Elektrizität; auf diese folgt eine andere Zone starker positiver Elektrizität, die dann in größerer Entfernung rasch abnimmt. Es ereignet sich nicht selten der Fall, daß man negative Elektrizität wahrnimmt, während es am Beobachtungsorte regnet; es ist dies aber ein Zeichen, daß in einer gewissen Entfernung ein stärkerer Regen niedergeht, der bewirkt, daß zum Beobachtungsorte negative Elektrizität strömt, deren Intensität größer ist als jene, welche durch den lokalen Regen hervorgerufen wird. Ich habe mitunter Gelegenheit gehabt, starke negative Elektrizität wahrzunehmen, während es in der Beobachtungsstation auf dem Vesuv ziemlich stark regnete. Nachdem aber dieser Regen aufgehört hatte, wurde die negative Elektrizität viel intensiver, und folglich war sie nicht die Wirkung des lokalen Regens.

Wenn demnach in größerer Entfernung vom Beobachtungsorte ein reichlicher Regen, Hagel oder Schneefall vorhanden ist, so kann man trotz des im Beobachtungsorte heiteren Himmels negative Elektrizität beobachten, ohne selbst nur die unter dem eigenen Horizonte liegenden Wolken des entfernten Regens zu sehen. Alle diese Tatsachen habe ich zu wiederholten Malen verifiziert, indem ich mir in den Fällen, in welchen ich bei heiterem Himmel negative Elektrizität wahrnahm, die Witterungsaufzeichnungen benachbarter Länder verschaffte."

Man wird vielleicht geneigt sein, den in der Nähe des Erdbodens sich einstellenden Überschuß negativer Ionen auf Rechnung des negativ werdenden Potentialgefälles zu setzen, dieses letztere also als die primäre, die Ionenverteilung als die sekundäre Erscheinung auzusehen, aber, von anderen Bedenken abgesehen, ist am Orte der Beobachtung, wenn $Q > 1$, das Potentialgefälle durchaus nicht immer negativ. Eher möchte ich an einen Lenardeffekt des fallenden Regens denken. Eine Zunahme des Zerstreuungskoeffizienten positiver Ladungen hat auch Herr Chauveau[2]) auf dem Eiffelturm bei heftigem Gewitterwind gefunden.

Herr Exner hat bekanntlich eine Formel für die Abhängigkeit des Potentialgefälles vom Dampfdruck aufgestellt, ausgehend von der Annahme, das Wasserdampf negative Ladungen mit sich führe. Wenn sich diese Formel auch in vielen Fällen als unzulänglich erwiesen hat, so ließ sich ihr doch auch ein umfangreiches Beobachtungsmaterial mit genügender Genauigkeit unterordnen. Die bekannten Laboratoriumsversuche, die zeigen, daß die von siedenden, negativ geladenen Flüssigkeiten aufsteigenden Dämpfe keine Ladung mit sich führen, scheinen mir nach dem

[1]) Atmosphärische Elektrizität, übersetzt von Discher, S. 36.
[2]) Chauveau, Compt. rend. 139, 277, 1904.

Digitized by Google

jetzigen Stande unserer Wissenschaft kein genügendes Argument gegen eine negative Ladung des Wasserdampfes in der freien Atmosphäre zu sein, denn es wäre doch wohl denkbar, daß negative Ionen sich mit Vorliebe an Wasserdampfmoleküle anklammern, auch wenn der Dampf noch weit vom Zustande der Sättigung entfernt ist. Freilich wird man dann auch annehmen, daß durch ein solches Anklammern die Beweglichkeit der negativen Ionen so weit gelähmt wird, daß die Ionen dem Ebertschen Apparate entgehen, trotzdem erschien es mir der Mühe wert, zu untersuchen, ob sich eine Beziehung zwischen Dampfdruck und Gehalt an negativen Ionen nachweisen läßt. Das Resultat war, daß niederen Dampfdrucken, $f < 4$, stets niedere Werte des Ionengehaltes entsprechen, daß ferner im Mittel mit den höheren Dampfdrucken auch ein höherer Wert von I_- verbunden ist. Zur Untersuchung der Frage, inwieweit sich in dieser Feststellung ein Einfluß der Temperatur offenbart, reicht das Beobachtungsmaterial nicht aus. Die täglichen Schwankungen von I_- sind auf jeden Fall so groß, daß sie durch die geringfügigen Dampfdruckschwankungen nicht erklärt werden können.

Ionisation und Radioaktivität. Gegen die übliche Methode der Bestimmung der von den Herren Elster und Geitel mit A bezeichneten Größe hat Herr Gerdien[1]) den Einwand erhoben, daß sie ungenaue Werte liefere, da beim Aufwickeln des Drahtes ein Teil der Emanation von demselben heruntergewischt würde. Die von Herrn Gerdien an der zitierten Stelle aufgeführten Fehlerquellen sind sicherlich vorhanden. Aus dem Umstande, daß unmittelbar aufeinanderfolgende Bestimmungen von A ziemlich identische Werte liefern, glaube ich aber den Schluß ziehen zu dürfen, daß die Messungsresultate durch die genannten Fehlerquellen höchstens um einige Prozente geändert werden. Es ist wenigstens sehr unwahrscheinlich, daß sich Fehlerquellen und wirklich vorgekommene Änderungen gerade kompensieren. Anders steht es mit der Frage: was messen wir eigentlich nach der Elster und Geitelschen Methode? Mit dieser von Herrn Gerdien[2]) in Angriff genommenen Frage kann ich mich hier natürlich nicht befassen. Bemerken möchte ich bei dieser Gelegenheit nur, daß meine Versuche die Resultate der Herren Sarasin und Tommasina[3]) bestätigen, wonach der aktivierte Draht den positiv geladenen Zerstreuungskörper rascher entlädt als den negativen. Die in meinen früheren Arbeiten angegebenen A-Werte beziehen sich stets auf negativ geladene Zerstreuungskörper.

Ein Zusammenhang zwischen Ionengehalt der Atmosphäre und der Größe A ist denkbar, auch wenn die letztere nicht ein Maß für den Gehalt der Atmosphäre an radioaktiver Emanation darstellt, sondern auch von der Beweglichkeit der Emanation bzw. verschiedener Arten derselben abhängt. Tatsächlich haben ja auch die Herren Elster und Geitel in abgeschlossenen Räumen Proportionalität zwischen A und Ionisation gefunden. In der nachstehenden Tabelle 5 habe ich eine Übersicht über diesen Zusammenhang nach meinen im letzten Jahre vorgenommenen Messungen gegeben. Eine Berücksichtigung aller meiner Messungen würde das Resultat nicht ändern.

Tabelle 5.

A	0—29	30—59	60—89	90—119	120—150
$I+$	.247	.237	.301	.481	.379
$I-$	.253	.189	.228	.296	.292
Q	1.04	1.32	1.46	1.83	1.34
n	10	32	22	10	8

[1]) Phys. Zeitschr. 6, 435, 1905.
[2]) Ebenda 6, 465, 1905.
[3]) Sarasin und Tommasina, Archives de Genève 18, 602, 1904.

Digitized by Google

Es ist ja augenscheinlich, daß wenigstens I_+ mit A wächst, doch schwanken die Zahlen, aus denen die Mittel genommen wurden, unter sich so stark, daß auch eine weitere Vermehrung des zur Berechnung der Mittel dienenden Zahlenmaterials nur Zufallswerte erwarten läßt. Nur bei Föhn verbinden sich stets hohe Werte von A mit hohen von I.

Die geringe Übereinstimmung in den anderen Fällen beweist, entweder, daß auch noch andere Quellen der Ionisation existieren als die radioaktive Emanation, oder daß die Schwankungen der Produktion von Ionen durch die Emanation kompensiert werden können durch andere Umstände, welche einerseits eine Ansammlung von Ionen, andererseits eine Vernichtung derselben durch Adsorption, Molisierung usw. zur Folge haben. Meines Erachtens treten sowohl diese letzteren Umstände auf, als auch: die Emanation ist nicht die einzige Quelle der Ionisation.

Mit Luftdruckänderungen sind im allgemeinen auch Veränderungen der Windrichtung, Windstärke, Temperatur, Feuchtigkeit und Bewölkung verknüpft. Um feststellen zu können, inwieweit die elektrischen Vorgänge auf Änderung des Luftdruckes als solche und inwieweit sie auf die Vorgänge zurückzuführen sind, welche die Luftdruckänderungen begleiten, müssen die Beziehungen zwischen den einzelnen meteorologischen Faktoren und der Ionisation zuerst diskutiert werden.

Aus den Änderungen des Barometerstandes kann man nicht ohne weiteres auf den Sinn der Vertikalkomponente der Luftbewegung schließen. Föhn, also absteigende Luftbewegung tritt hier bei fallendem, manchmal aber auch bei steigendem Barometer auf. Am häufigsten wird er beobachtet beim Herannahen einer Depression, nicht selten weht er aber auch aus einer Antizyklone heraus.

Ich habe früher[1]) eine Zusammenstellung veröffentlicht, aus der hervorgeht, daß steigendem Barometer höhere Werte von I_+ entsprechen. Eine Fortführung der Zusammenstellung bis in die neueste Zeit führt zu demselben Resultat, wenn auch die Unterschiede der I für verschiedenen Gang des Luftdrucks nicht mehr so groß werden. Trotzdem möchte ich die Folgerungen, die ich aus meiner früheren Zusammenstellung gezogen habe, nicht in ihrem ganzen Umfang aufrecht erhalten. Beobachtungen des verflossenen Jahres haben mir gezeigt, daß auch bei demselben Gange des Luftdruckes sehr verschiedene Werte der Ionisierung auftreten können. Dehnt man die Zusammenstellung vom Gange des Luftdruckes und von der Ionisierung jeweils nur über einige Monate aus, so erhält man je nach den gewählten Zeiten die verschiedensten Resultate. Ich möchte daher auch die Generalmittel nur mehr oder minder als Zufallswerte ansehen.

Ganz ebenso wie mit dem Gange verhält es sich mit dem Barometerstande. Eine Zusammenstellung, in welcher der laufende Herbst nicht mehr berücksichtigt ist, ergibt für I_+

	Antizyklone	Depression
Winter	0.247	0.273
Sommer	0.300	0.221

Im Winter führt die Antizyklone zur Bildung von Dunstschichten und Nebel und damit zur Verringerung des Ionengehaltes, im Sommer ist das weniger der Fall, es kann im Gegenteil Föhn aus der Antizyklone sehr reine Luft mitbringen.

Auch P. Zölss[2]) wurde bei der Bearbeitung der in der freien Atmosphäre vorgenommenen Zerstreuungsmessungen zu dem Resultate geführt, daß sich der obendrein schwache Zusammenhang zwischen Elektrizitätszerstreuung und Luftdruck-

[1]) Meteorol. Zeitschr. 22, 99, 1905.
[2]) Wiener Sitzungsbericht 114 [IIa], 215, 1905.

Digitized by Google

schwankungen erst bei der Mittelbildung aus einer sehr großen Anzahl von Beobachtungen ergibt; selbst die Beobachtungen eines ganzen Jahres (1902) lassen nach diesem Forscher von der erwähnten Beziehung nahezu nichts erkennen. Lutz[1]) fand dagegen bei Zerstreuungsmessungen in München in Übereinstimmung mit meiner Ionenzählung, daß zyklonale Winde kleine, antizyklonale große Zerstreuungsgeschwindigkeiten geben.

Mit den obigen Bemerkungen will ich nun nicht sagen, daß die Luftdruckänderungen als solche überhaupt keinen Einfluß auf die Änderung des Ionengehaltes haben, aber ich glaube, daß die Änderungen der Ionisation, welche das Fallen oder das Steigen des Barometers mit sich bringt, verdeckt werden durch andere Umstände, welche die Luftdruckänderungen begleiten. Ich denke dabei an Absorption der Ionen durch Dunstschichten, Fortführung durch heftigen Wind, Änderung des Ionenverhältnisses infolge von Kondensation des Wasserdampfes, vielleicht auch Bildung stagnierender ionenreicher Luftschichten.

Rein statistische Zusammenstellungen des Ionengehaltes mit anderen meteorologischen Faktoren haben besonders bei dem noch knappen Material keinen allzu hohen Wert, da der jeweilige Ionengehalt sicherlich eine Funktion mehrerer Faktoren ist.

Um mir ein besseres Bild von dem Einfluß der einzelnen Wetterlagen zu machen, stellte ich daher 1. alle diejenigen Tage zusammen, an denen der Ionengehalt ungewöhnlich groß, $I > 0.5$, und außergewöhnlich klein, $I < 0.15$, war, und untersuchte eingehend die Wetterlage für diese Tage und 2. stellte ich einige für Freiburg typische Wetterlagen zusammen und bestimmte für diese den mittleren Ionengehalt.

Hohe Werte, speziell von I_+, können auftreten, wenn bei windstillem Wetter im Saanetal Nebel oder Dunst liegt, während mein 110 m über der Saane gelegener Beobachtungsplatz nebelfrei bleibt. Übereinstimmend mit dieser Beobachtung habe ich auch schon früher bei Zerstreuungsmessungen im Gebirge stets hohen Ionengehalt gefunden, wenn in den Tälern unter Einfluß einer Antizyklone Nebel stagnierte. Zu demselben Resultate sind Ebert, Gerdien und Linke bei Luftschiffahrten gekommen. Interessant waren in dieser Hinsicht auch Beobachtungen, die ich am 17. und 18. September d. J. auf dem Brienzer Rothorn (2300 m) anstellen konnte. Das Land zwischen Alpen und Jura, sowie die das Rothorn umgebenden Täler waren mit einem Nebelmeer bedeckt, aus dem nur die Berge von über 1500 m Höhe hervorragten. Während bei trockenem Wetter die Zahl der die Bergspitze umgebenden Ionen durch den aufsteigenden Luftstrom im Laufe des Tages verringert wird, erhielten sich an diesen Tagen die morgendlichen hohen Ionenwerte ($I_+ = 0.6$ bis 0.75) während des ganzen Tages, nur wenn zeitweilig einige Nebel höher stiegen und die prachtvolle Aussicht auf das gegenüberliegende Berner Oberland für kurze Zeit trübten, nahm auch der Ionengehalt für einige Zeit ab.

Ausnahmsweise wurden sehr hohe Ionenwerte ($I_+ > 0.7$) in diesem Jahre beobachtet, Ende Juli bei mittlerem Barometerstand, normaler Temperatur, aber ungewöhnlicher Trockenheit (R. F. nachmittags 30 Proz.), klarer Aussicht und ruhiger Luft. Offenbar wehte hier in den Höhen Antizyklonalföhn.

Hoher Ionengehalt findet sich ferner beim Herannahen oder Abzug einer Depression, und zwar beim Heranziehen dann, wenn gleichzeitig in den Alpentälern

[1]) Lutz, Diss. München, Technische Hochschule.

Digitized by Google

Föhn herrscht, wenn also trotz fallendem Barometer in unserem Lande eine absteigende Luftbewegung vorhanden ist. Durch einen rasch vorüberziehenden Regen wird der Ionengehalt wenig verändert, die hohen Ionenzahlen bleiben auch während und nach dem Regen. Selbst die Zerstreuungskoeffizienten, die sonst bei regnerischem Wetter heruntergehen, können bei böigem Wetter nach einem Regen oder zwischen zwei Regen oder Schneegestöbern recht hohe Werte erreichen [1]). Fast durchweg erfolgt unter den genannten Umständen das Anwachsen von I_+ rascher als das von I_-, so daß gleichzeitig auch Q wächst. In Übereinstimmung mit dieser Beobachtung steht, daß schon früher verschiedene Forscher beim Heranziehen von Regenböen erhöhte Werte des Potentialgefälles wahrgenommen haben.

Entsprechend dem, was über die Entstehung von Böen bekannt ist, treten die hier erwähnten abnorm hohen Werte des Gehaltes an positiven Ionen weder in ausgebreiteten Antizyklonen noch in tiefen Depressionsgebieten auf, sondern vorwiegend dann, wenn bei annähernd mittlerem Luftdruck die Luftdruckverteilung eine unregelmäßige ist. Da zwischen den besprochenen Böen und Gewitterböen nur ein gradueller Unterschied herrscht, so ist es klar, daß bei solchen Gewittern dieselben Werte der Ionisierung beobachtet werden.

Bemerkenswert erscheint mir, daß die Luftdruckschwankungen, die bei dem Vorüberziehen von Böen auftreten, nach Angabe der Registrierinstrumente der Bergstationen sich in Höhen von 3000 m kaum mehr fühlbar machen. In Übereinstimmung steht damit die schon früher von mir konstatierte Tatsache, daß die kleinen, durch Temperaturunterschiede in den untersten Luftschichten hervorgerufenen Druckschwankungen auf die Zerstreuungsgeschwindigkeit einen größeren Einfluß ausüben als die großen atmosphärischen Wirbel.

Eine Erniedrigung des Ionengehaltes ist ausschließlich das Werk von Dunst- oder Nebelschichten. Niemals habe ich, von der abendlichen Taubildung abgesehen, bei klarem Wetter I_--Werte unter 0.15, sehr selten unter 0.2 beobachtet. Die Produktion von Ionen sinkt also niemals unter einen Minimalwert herunter. Im Sommer scheint dieser Minimalwert, wenn ich von ein paar Maitagen absehe, die vielleicht doch gestört waren, sogar noch erheblich höher zu liegen ($I_+ = 0.3$ $I_- = 0.25$).

Für die Besprechung der einzelnen Wetterlagen greife ich zunächst die Niederschläge heraus. Daß bei böigem Wetter auch während des Fallens von Niederschlägen hohe Ionenzahlen beobachtet werden, habe ich schon erwähnt. Während ausgedehnter Landregen, die im Gefolge einer tiefen Depression auftreten, sinkt dagegen die Ionisation auf 0.2 bis 0.08. Q ist dann fast stets < 1. Bezüglich der Gewitterregen scheint ebenfalls ein Unterschied zu existieren zwischen den rasch vorüberziehenden Wärmegewittern und solchen, welche einer Depression vorangehen, doch kann ich wegen zu knappen Materials auf diese Frage noch nicht weiter eingehen. Schneefälle scheinen sich ganz ähnlich wie Regen zu verhalten. Die I sowohl als auch das Verhältnis Q schwanken zwischen weiten Grenzen. Das sich beim Abzug einer Depression einstellende aufheiternde Wetter ist immer mit hohem Gehalt an Ionen, speziell positiven, verbunden.

Eine der charakteristischsten Wetterlagen hier ist die Föhnstimmung. Von einem echten Föhn kann allerdings hier auf der Hochebene nicht die Rede sein. Daß in den inneren Alpentälern Föhn weht, offenbart sich hier zunächst nur durch

[1]) Siehe z. B. Gockel, Luftelektr. Untersuchungen, S. 33.

Digitized by Google

die prachtvolle Alpenaussicht. Während in den Tälern der Föhn zum Sturm werden kann, wehen hier dabei nur schwache Winde, und wenn die Windstärke einmal ausnahmsweise 6 erreicht, steigt der Ionengehalt nicht über den normalen, bleibt also unter dem sonst bei Föhn beobachteten. Gegen die von Ebert und mir vertretene Ansicht, daß der Reichtum der Föhnluft an Ionen verursacht werde durch den Ionenreichtum der höheren Luftschichten — Ebert möchte denselben allerdings auf die Nähe der Bergspitzen beschränken — wendet Gerdien[1]) ein, daß die in der Höhe vorhandenen Ionenzahlen sich gar nicht bis zur Ankunft der Höhenluft am Erdboden erhalten könne. Er sieht die einzige Ursache des Ionenreichtums der Fallwinde in dem Umstande, daß sie wenig Adsorptionskerne und vielleicht mehr radioaktive Emanation enthalten. Gegen die ursprünglich von mir vertretene Ansicht sind mir mittlerweilen auch Bedenken aufgetaucht und zwar deshalb, weil ich wiederholt bemerkte, daß bei klarer Alpenaussicht und hohem Ionengehalt der untersten Luftschichten die relative Feuchtigkeit nicht unter 60 Proz. fiel, während doch Föhnluft viel trockener ist. Es will mir scheinen, daß in solchen Fällen die Wirkung des Fallwindes nur darin besteht, daß er den aufsteigenden Luftstrom, der im Laufe des Tages die Atmosphäre mit Adsorptionskernen erfüllen würde, verhindert; während die trockene Höhenluft selbst, wenn ich so sagen darf, nur in verdünntem Zustande an den Erdboden gelangt. Die dem Boden entsteigende ionisierte Luft würde sich dann in den unteren Luftschichten ansammeln, und hier der anormal hohe Ionengehalt sich sowohl durch das Faktum dieser Ansammlung als auch durch das Ausbleiben der sonst vorhandenen Adsorptionskerne erklären. Auch Simpson[2]) bemerkt, daß alles, was die Stagnation der Luft befördere, den Emanationsgehalt in den untersten Schichten erhöhe. Mit dieser Ansicht steht im Einklange, daß heftiger Wind auch bei Föhnlage hohe Ionisation verhindert. Es bestärkte mich in dieser Ansicht ferner die folgende Beobachtung. Am 26. November 1905 fiel nach Angabe des Hygrographen die relative Feuchtigkeit zwischen 2.30 und 3.30^a von 90 auf 60 Proz. Es setzte also zu dieser Stunde Föhnluft ein, die Alpenaussicht war schon vor Sonnenaufgang prachtvoll klar; im Laufe des Tages sank die relative Feuchtigkeit mit einigen Schwankungen bis auf 48 Proz. und blieb ungefähr in dieser Höhe bis nach Mitternacht; in der Frühe des folgenden Morgens trat Regen ein. Am 26. aber maß ich trotz Föhnluft zwischen $8^1/_2$ und $9^1/_2{}^a$ $I_+ = 0.213$, $I_- = 0.153$, zwischen $10^1/_2$ und $11^1/_2{}^a$ $I_+ = 0.269$, $I_- = 0.173$ und erst gegen 5^p $I_+ = 0.508$, $I_- = 0.273$. Die sicher morgens schon vorhandene Föhnluft hatte also gar keine Ionen mitgebracht, sondern nur bewirkt, daß die im Laufe jedes Tages stattfindende Vermehrung der Ionen, wenigstens bezüglich der positiven, einen höheren Wert als sonst annahm. Die Zahl der negativen Ionen hatte sich zur angegebenen Stunde (eine frühere Messung war mir leider nicht möglich) bereits infolge Taubildung verringert. (Anm. bei der Korrektur: Dieselbe Beobachtung machte ich am 13. Januar 1906, wo die relative Feuchtigkeit sogar 8^a nur noch 45 Proz. betrug.)

Starke Winde setzen aber durchaus nicht immer die Ionisation herab. Die Böenregen vorangehenden heftigen Südwestwinde erhöhen sogar die Werte von I_+ und I_-.

Einen Einfluß der hier unter dem Namen „schwarze Bise" gefürchteten kalten Nordwinde, welche bedeckten Himmel mit sich bringen, auf die Ionenzahlen konnte

[1]) Winkelmann, Handb. d. Phys., 2. Aufl., 4 [1], 705.
[2]) Simpson, a. a. O., S. 88.

Digitized by Google

ich nicht konstatieren. Q ist allerdings bei solchem Wetter meist ungewöhnlich groß (1.8 bis 2.3).

Manchmal zieht der Barograph mehrere Tage lang eine fast gerade Linie, aus der sich nur die periodischen täglichen Schwankungen hervorheben. Wie es den Anschein hat, ist bei solchem Wetter die Ionisation geringer als bei unregelmäßiger Verteilung des Luftdruckes, die ein abwechselndes Fallen und Steigen des Barometers zur Folge hat.

Solange man für dergleichen Untersuchungen auf die Beobachtungen einer einzigen Station angewiesen ist, ist es besonders bei den hiesigen topographischen Verhältnissen sehr schwer, den Einfluß der allgemeinen Wetterlage von rein lokalen Erscheinungen zu trennen. Staub, Rauch, Nebel kann die Wirkung der Sonnenstrahlung oder der Luftdruckschwankungen vollständig kompensieren. Messungen mit dem Aitkenschen Staubzähler habe ich bis jetzt unterlassen, weil sowohl aus den einschlägigen Untersuchungen Lüdelings als auch aus einem Vergleich der Aitkenschen Kurven für den jährlichen Verlauf des Staubgehaltes mit der Schwankung der Ionisation hervorgeht, daß ein großer Teil der Adsorptionskerne dem Staubzähler entgeht, indessen sollen diese Messungen trotzdem in nächster Zeit aufgenommen werden.

Cirrus-Studien.

Von Prof. Dr. Klein.

Im Jahre 1901 habe ich in dieser Zeitschrift [1]) die Tatsache veröffentlicht, daß die Cirrusstreifen eine doppelte Bewegung zeigen, nämlich eine allgemeine Drift mit den Luftmassen in denen sie sich befinden, und eine besondere eigene Bewegung, die von jener verschieden ist. Nicht alle Cirrusstreifen lassen diese beiden Bewegungen zugleich erkennen, entweder, weil beide Bewegungen in ihrer Richtung bisweilen zusammenfallen, oder weil die eine oder die andere Bewegung jeweilig so langsam erfolgt, daß sie sich der Wahrnehmung entzieht. Diesen Ursachen ist es jedenfalls auch zuzuschreiben, daß vor meiner Veröffentlichung die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen nirgendwo erwähnt wird, wenigstens ist mir keine frühere Publikation bekannt, in welcher dieser Doppelbewegung gedacht würde. Nachdem ich auf dieselbe aufmerksam geworden, habe ich sie häufiger wahrgenommen und gerade mit Bezug auf sie eine neue Reihe von Cirrusbeobachtungen begonnen, die sich nicht auf Terminbeobachtungen beschränkten, sondern bei denen die möglichst andauernde Überwachung der Cirrusgebilde angestrebt wurde. Solche ist sehr schwierig und übersteigt die Kräfte des einzelnen bei weitem. Denn Cirren sind bei heiterem Himmel, außer vielleicht in den zentralen Gebieten eines barometrischen Maximums, fast stets im Laufe des Tages zu entdecken, vielfach freilich nur höchst schwach ausgedrückt und so spärlich, daß sie bei den Terminbeobachtungen, die lediglich die größeren oder sonst augenfälligen Formen berücksichtigen, nicht mitgezählt wurden. Daher ist auch die an die 11jährige Sonnenfleckenperiode geknüpfte Periodizität der Cirren präziser dahin auszudrücken, daß in den Maximaljahren der Sonnenflecke das Cirrusphänomen am intensivsten entwickelt ist, in den Minimaljahren am schwächsten.

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1901, S. 157 ff.

Digitized by Google

Die Beobachtung der Cirrusformen, ihrer Bewegungen und Umwandlungen, ist an und für sich sehr schwierig und tritt dadurch völlig aus den Rahmen der gewöhnlichen meteorologischen Beobachtungen heraus. Die einzelnen Formen und ihre Verteilung über den Horizont, sowie die bezüglichen Veränderungen sind sehr schwer festzustellen. Am besten scheint es, hierzu die Hilfe der Photographie in Anspruch zu nehmen; allein Versuche, die ich in dieser Beziehung veranlaßte, ergaben keine befriedigenden Resultate. Dann habe ich eine Zeitlang Zeichnungen der einzelnen Cirrusformen und ihrer scheinbaren Lagen entworfen, wobei das Himmelsgewölbe auf die Ebene des Horizonts projiziert gedacht wurde; aber auch diese Zeichnungen gewährten kein der Mühe und der aufgewandten Zeit entsprechendes Ergebnis. So bin ich schließlich zu der Bezeichnung der Formen zurückgekehrt, die meinen früheren Aufzeichnungen zugrunde lagen und welche in meiner oben genannten Abhandlung näher angegeben sind.

Die einzelnen Aufzeichnungen wurden, wie bemerkt, so oft gemacht, als das Auftreten der Cirren und die untere Bewölkung, sowie das Tageslicht dieses gestatteten. Allerdings war es mir nicht möglich, ausschließlich diesen Beobachtungen mich zu widmen; dies ist für den einzelnen schon aus Gründen der körperlichen Ermüdung nicht ausführbar, denn genaue Cirrusbeobachtungen anstellen, ist eine sehr ermüdende Beschäftigung.

Anfangs hatte ich vor, über meine Beobachtungen erst zu berichten, nachdem sie auf einen Zeitraum sich erstreckten, der genügend ist, um alle möglicherweise vorkommenden Doppelbewegungen und deren Beziehungen zu den verschiedenen Lagen der Depressionen und barometrischen Maxima zu umfassen. Indessen ergab sich, daß dieser Zeitraum sehr viele Jahre umfassen wird und ferner, daß für ein genaueres Studium dieser Bewegungen in bezug auf die Luftdruckverteilung eine einzige Station nicht ausreicht. Aus diesen Gründen und weil das Studium der Doppelbewegung der Cirrusstreifen mir von größter Wichtigkeit für die Erforschung der Bewegungsverhältnisse der oberen Luftschichten erscheint, werde ich hier einige der instruktiveren Aufzeichnungen mitteilen. Unterscheidet man zwischen der allgemeinen Drift, in welcher die Cirrusstreifen sich befinden und an der sie teilnahmen, sowie der Eigenbewegung (motus proprius) der Materie, aus der sie bestehen, so scheinen die Beobachtungen anzuzeigen, daß sie verschiedenen Quellen entspringen. Auch fand sich, daß stürmische Luftbewegung sich fast immer einstellte, sobald Drift und Eigenbewegung der Cirren aus der zugehörigen Depression hinausführten, jedoch niemals, wenn dieselben in eine Depression hineinführten. Man könnte sich für diese Tatsache leicht eine theoretische Deutung zurechtlegen, doch gehe ich hierauf nicht ein, da es sich für mich nicht um Theorien und hypothetische Grillen, sondern nur um die Ermittelung von Tatsachen handelt. Die allgemeine Drift, an welcher die Cirruswolken passiv teilnehmen, scheint in hohem Grade von der Lage des Depressionszentrums unabhängig zu sein. Sie ist durchgängig von W nach E gerichtet und schwankt zwischen NW und SW, wobei die Richtung aus NW bevorzugt erscheint. Doch wurde ausnahmsweise, als ein Depressionszentrum im W von Köln lag, auch Drift aus NE beobachtet.

Von meinen zahlreichen Aufzeichnungen über das Verhalten der Cirrusmassen unter verschiedenen Luftdruckverhältnissen können des beschränkten Raumes wegen nur einige hier Platz finden, gewissermaßen als Beispiele dessen, was sich darbietet. Zunächst mögen die Cirruserscheinungen in den Tagen vom 29. bis 31. August 1904 nach meinen Aufzeichnungen hier mitgeteilt und kurz diskutiert werden.

Digitized by Google

1904, August 29., 10^{h} a. Cirrusstreifen III c, ein großer, am Nordosthimmel, von NW nach SE gerichtet. Derselbe bewegt sich als Ganzes langsam von NE nach SW. Die Filamente, aus denen er besteht, ziehen rasch von NW nach SE, also in der Richtung des Streifens. Wind SE_3.

12^{h}. Der Streifen ist noch vorhanden, außer ihm Stücke von III b ohne Rückgrat, d. h. einzelne, parallel gerichtete schmale Cirrusstriche.

2^{h} p. Die Dichte oder Intensität des Streifens hat abgenommen, er ist höher gegen das Zenit gerückt. Schwaches Rückgrat und von ihm gehen auf der Seite nach SW lange feine Cirrusfäden aus. Sie bewegen sich mit dem ganzen Streifen von NE nach SW sehr langsam. Die Bewegung des Streifens ist schwächer geworden. Wind SE_3.

3^{h} p. Der Streifen ist noch schwächer und geht jetzt durch das Zenit, seine Richtung ist noch immer von NW nach SE. Sein Rückgrat ist verschwunden, so daß der Streifen nunmehr nur aus parallelen Streifen besteht, die in einem großen Bogen am Himmel angeordnet sind. Sie zeigen nur eine Bewegung als ganzes von NE nach SW. Der nordöstliche Himmel ist völlig heiter.

5^{h} p. Neues Emporsteigen von Streifen über den NE-Horizont, dazwischen heiterer Himmel. Wind SE_3.

8^{h} p. Am Nordhimmel Stücke von wolligen Streifen, von W nach E gerichtet. Stark gelbrotes Abendrot, intensiv im NW. Wind SE_2.

Am 30. August völlig wolkenloser Himmel bei SE-Wind.

Betrachtet man die Luftdruckverteilung vom 28. bis 31. August, so ergibt sich folgendes.

Am 28. August breitete sich ein ausgedehntes Hochdruckgebiet von den baltischen Inseln bis nach Österreich und dem südlichen Frankreich hin aus. Dasselbe erhielt sich auch noch am 29. August, doch machten sich an diesem Tage 8^{h} a über der Biskayasee die ersten Anzeichen einer Depression erkennbar. Dieselbe griff bis zum Abend mehr nach dem südwestlichen Frankreich über und zog sich am 30. August nordwärts, auch erschien an diesem Morgen vor dem St. Georgs-Kanal eine sekundäre Depression, welche im westdeutschen Binnenlande Trübung und etwas Regen brachte.

Vergleicht man mit diesen Luftdruckverhältnissen, wie sie genauer in den täglichen Wetterberichten der deutschen Seewarte Nr. 241 bis 243 niedergelegt sind, die oben erwähnten Bewegungen der Cirrusmassen, so ergibt sich, als Beobachtungstatsache, frei von jeder Hypothese, folgendes:

August 29 wurden die Cirrusstreifen von einer Drift in der ihnen entsprechenden Höhe, direkt gegen die Depression hin bewegt, während sich die Cirrusmassen, aus denen sie bestanden, senkrecht zu dieser Richtung und nahezu parallel der Isobare von 760 mm (2^{h} nachmittags am 28. August) mit größerer Geschwindigkeit bewegten. Diese Geschwindigkeit erlahmte aber allmählich und der Streifen III b löste sich in Cirrusfäden auf, deren Richtung und Bewegung direkt auf die Depression über der Biskayasee hinzielten.

August 30. Völlig wolkenloser Himmel bei SE-Wind.

August 31, 6^{h} p. Nach Regenfällen und Bewölkung tritt Aufhellung ein. Es zeigt sich ein breiter Streifen III a, im Kern wollig, von SE nach NW gerichtet im Maximum 55^{0} über dem Horizont, die Filamente des Kerns ziehen ziemlich rasch von SE nach NW. Auf der NE-Seite ist der Streifen gekämmt und die Spitzen zeigen nach NE. Der Streifen bewegt sich in der Richtung dieser Auskämmung,

Digitized by Google

also als Ganzes von SW nach NE, langsamer als seine Bewegung von SE nach NW ist. $6^h\,40^m$ hat der höchste Punkt des Streifens das Zenit erreicht, seine Winkelbewegung war also fast 1^0 pro Minute. Es zeigen sich auf seiner NE-Seite noch mehrere kurze III d, offenbar weil in verschiedenen Höhen kurze Cirrusfäden über- und durcheinander schweben.

$6^h\,50^m$. Vom SW-Horizont steigen noch zwei Streifen III a empor von SE nach NW gerichtet, mit Bewegung als Ganzes nach NE. Sie sind auf ihrer NE-Seite und nur auf dieser ausgekämmt.

7^h. Der oben erwähnte große Hauptstreifen löst sich gewissermaßen in Cirrusflocken auf, die ziemlich rasch in der Längsrichtung des Streifens, also von SE nach NW ziehen. Der untere Wind ist SW_2. Im ganzen ist Richtung und Zug dieser Cirruswolken genau entgegengesetzt denjenigen vom 29. August.

Am 31. August morgens lag das Zentrum der unter dem 28. erwähnten Depression nördlich von Schottland und ein Ausläufer erstreckte sich in der Richtung gegen die mittlere Nordsee; abends 8^h zeigte sich, daß die Depression in dieser Richtung und südostwärts sich verlagerte und am 1. September $8^{h\,a}$ lag ihr Zentrum über der Helgoländer Bucht, einen Ausläufer in der Richtung auf Sachsen zu entsendend. Aus diesem entwickelte sich eine kleine, sekundäre Depression, die sich als selbständiges Gebilde rasch nach Ungarn hin entfernte.

Vergleicht man mit diesen Luftdruckverhältnissen die oben mitgeteilten Ergebnisse meiner Cirrusbeobachtungen, so erhalten wir folgende Tatsachen:

Am 31. August wurden die Cirrusstreifen als Ganzes von einer allgemeinen Drift in der ihnen entsprechenden Höhe senkrecht zur Linie nach der Depression fortgetrieben und zwar von SW nach NE, während die einzelnen Cirrusmassen aus denen sie bestanden, direkt und mit rascherer Bewegung in die Depression hineinzogen, von SE nach NW.

Die Bewegungsverhältnisse der Cirrusmassen als Streifen und im einzelnen waren am 29. und 31. August genau die entgegengesetzten, während sich das Zentrum der entsprechenden Depression vom 29. bis 31. August abends, mit Bezug auf den Beobachtungsort Köln um etwa 90^0 im Azimut verlagert hatte.

Die Gelegenheit, Beobachtungen anstellen zu können, wie die vorstehend erwähnten vom 29. bis 31. August und die Beziehungen der Cirrusbewegung zu der korrespondierenden Depression so unzweideutig zu erkennen, ist sehr selten. Es ergibt sich aus ihnen, daß auf der NE-Seite der gegen NE vorrückenden Depression in der Cirrusregion eine allgemeine zentripetale Luftströmung oder Drift gleichzeitig mit einer solchen von antizyklonaler Richtung bestand, während an der Südseite der nach E sich bewegenden Depression ebenfalls eine zentripetale Luftströmung gleichzeitig mit solcher von zyklonaler Richtung vorhanden war, letztere trat als allgemeine Drift von SW nach NE in die Erscheinung.

Ein anderes lehrreiches Beispiel ist folgendes:

1900, September 26, $2^1/_4{}^h$ p. Matter Streifen SW—NE gerichtet, etwas nördlich vom Zenit. Derselbe zeigt Querstreifung und zieht ziemlich rasch von W nach E.

4^h. Cirren sind ostwärts verzogen und schwach.

6^h. Streifen noch matt vorhanden, aber jetzt südlich vom Zenit, Richtung SSW—ENE. Am S-Horizont mehrere übereinander. Zug von N nach S. Es scheint, daß die Filamente des Streifens von W nach E ziehen, während das ganze System eine Drift von N nach S besitzt.

Digitized by Google

$6^1/_2{}^h$. Nicht mehr sichtbar, da der Himmel schon zu dunkel.

September 26. Morgens liegt ein bar. Maximum über Frankreich, Belgien und Süddeutschland; eine große Depression (mit einem sekundären Minimum bei Christiania) bedeckt Skandinavien. Die oben erwähnten Cirren gehörten offenbar der sekundären Depression an und zwar bewegten sich die Streifen als Ganzes in einer allgemeinen Drift von N nach S, während gleichzeitig die Cirrusfasern, aus denen sie bestanden, sich von W nach E bewegten. Abends war das Teilminimum bis zu den Alandsinseln fortgezogen.

Wie sich diese allgemeine Drift der oberen Luftschichten in 24^h änderte, zeigen die Beobachtungen des folgenden Tages, der auch ein völlig verändertes Bild der Isobaren (und entsprechenden Fehlschlag der Prognosen) brachte.

Ein Beispiel von veränderter Eigenbewegung der Streifenmaterie ist folgendes:

1900, September 27, $2^1/_4{}^h$ P. Am südlichen Himmel ein großer flammenförmiger Streifen, ziemlich rasch aus SW heraufziehend. Himmel fast heiter. Wind S_3.

$2^h\,40^m$ P. Am östlichen Himmel ist der C. P. für mehrere lange flammenförmig geschwungene Streifen, die, sich ausbreitend, gegen den W- und N-Himmel sich erstrecken. Dieselben ziehen rasch von W nach E (gegen den C. P. hin), gleichzeitig dreht sich das Ganze gegen NE, so daß es gegen den NE-Horizont herabsinkt. Das Barometer fällt rasch. Wind SE_4.

$3^h\,10^m$ P. Die Cirren haben zugenommen, der Himmel ist überall mit wollförmigen Streifen bedeckt, die rasch aus SW ziehen, auch flammig geschwungene und krabbenförmige sind zu sehen. Es sind deutlich mehrere übereinander schwebende Lager von Cirren zu erkennen; die höchsten sind fein längsgestreift und in Stücken von N nach S gerichtet. Barometer fällt anhaltend. Wind S_1 auffrischend.

$3^h\,35^m$. Die Cirren haben an Menge erheblich abgenommen, am N-Himmel nur noch einige Stücke vorhanden, die rasch aus W oder SW ziehen. Am W-Himmel kommen dagegen wieder mehrere Streifen herauf, von SW nach NE gerichtet, ziemlich rasch aus SW ziehend. Sie steigen während dieses Zuges aus SW gleichzeitig höher über den Horizont (haben also als Ganzes eine Bewegung von NW nach SE).

$4^h\,20^m$. Cirren haben weiter abgenommen, Streifen am W-Himmel verschwunden, dort nur noch ein Stück III e rasch aus NW ziehend. Wind SE_3.

$4^h\,45^m$. Nur noch wenige Cirren vorhanden.

$5^h\,5^m$. Haben wieder zugenommen. Am SW-Himmel zeigen sich III e noch matt, aber zunehmend, rasch aus SW ziehend. Einige Cirrusmassen wickeln sich beim Zug gegen NE in hakenförmig gebogene Streifen auseinander, deren Scheitel in der Richtung liegt, nach der die Cirren ziehen. Auch tief am NW-Himmel sieht man viele Cirren, alle parabolisch gebogen, mit dem Scheitel auf die Richtung hin, nach der die Cirren ziehen.

$5^h\,15^m$. Am SW-Himmel zahlreiche matte Streifen, wie Äste eines Baumes. Auf ihnen projizieren sich, offenbar tiefer schwebend, sehr helle kleinere Cirrusformen, wie Trauben, aus denen sich matte Streifchen entwickeln. Offenbar lösen sich die traubenförmigen Cirrusbällchen auf.

$6^h\,20^m$. Der Himmel völlig wolkenlos und bleibt so bis zum Abend. (28. September 7^h früh Regen.)

September 27 liegt ein Depressionsgebiet über den britischen Inseln, in welchem nachmittags ein Zentrum über dem Nordkanal hervortritt, das sich im Laufe

Digitized by Google

des nächsten Tages gegen die südwestliche Nordsee zieht und dann verschwindet. Hoher Druck verharrte währenddessen über Ungarn und SW-Rußland. Die Cirrusstreifen liegen anfangs in der Richtung NW—SE in einer gegen NE gerichteten allgemeinen Drift, während die Materie der Streifen von W nach E sich bewegt. Später liegen neue Streifen in der Richtung SW—NE und ziehen aus SW, während sie in einer Drift von NW nach SE schwimmen. Die Eigenbewegung der Streifenmaterie hat sich also völlig verändert!

1900, September 28, $8^{h\,a}$ zeigten sich Cirren III b, c aus W ziehend, aber später trat Bewölkung und Regen ein, der fortlaufende Beobachtungen verhinderte.

1900, September 29. Den Tag über tiefblauer Himmel, Altocumuli ziehen von SW nach NE. Wind S.

$6^h\,30^{m\,p}$. Baumförmige Cirren ziehen aus SW herauf. Sie zeigen eine doppelte Bewegung als Streifen aus W gegen E und aus SW nach NE im Detail.

September 30. Untere Wolken ziehen aus W. 12^h etwas Regen. $4^{h\,p}$ aufklärend; am N-Himmel kleine Cirrusstreifen aus SW nach NE ziehend, senkrecht zur Längsrichtung gefasert. 5^h sehr feiner Cirrusschleier, streifig; später bedeckt.

September 29, $2^{h\,p}$. Ein Hochdruckgebiet liegt über Frankreich und Deutschland bis zur Ostsee. T nordwestlich von Irland. Das Hochdruckgebiet entfernt sich rasch nach Rußland. $8^{h\,p}$ eine flache Depression über Mittel- und Südfrankreich.

September 30, $8^{h\,a}$. Depression zwischen Schottland und Norwegen, die einen Ausläufer in der Richtung gegen die Scillys entsendet. Nachmittags und abends ist letzterer verschwunden und die Depression entfernt sich nach der norwegischen Küste. Die sekundäre Depression über Frankreich (am 29. September) entfernte sich nach Italien hin und verursachte Wolkenbrüche im südlichen Frankreich gegen die italienische Grenze hin, sowie Hochwasser der Rhone.

September 29. Nachmittags bewegten sich die Cirrusstreifen in einer allgemeinen Drift, die zyklonal zum Zentrum der Depression nordwestlich von Schottland lief. Die Cirrusmaterie in den Streifen bewegte sich mit diesen gleichzeitig von SW nach NE, also einwärts gegen das Depressionszentrum hin. In dieser Richtung bewegten sich die Streifen auch am folgenden Tage, wahrscheinlich in Übereinstimmung mit der heute herrschenden allgemeinen Drift der oberen Luftschichten, während ein sekundäres Minimum am Kanal sich bildete.

1900, Oktober 4, $11^{h\,a}$. Kleine Cirrocumuli am N-Himmel, ziehen rasch von W nach E.

$11^1/_2{}^h$. Drei leichte Streifen am N-Himmel, von W nach E gerichtet, ziehen von W nach E, verschwinden aber bald.

12^h. Etwa 25° über W leichter Streifen (*a*) von N nach S gerichtet und überquert von Streifen (*b*) in der Richtung SW—NE.

$12^h\,20^m$. Die Streifen *b* verlängern sich. Am S-Himmel und im SW zeigen sich schmale Streifen parallel dem Horizont und durchquert von anderen, die von W nach E gerichtet sind, so daß mit *b* zusammen eine Art C. P. im westlichen Horizont entsteht.

$12^1/_2{}^h$. Die Streifen *b* zeigen deutliche Bewegung ihrer Cirrusmassen in der Richtung SW—NE, gleichzeitig aber und noch deutlicher zeigt das ganze System Bewegung von N nach S oder von NW nach SE.

1^h. Die Cirren *b*, in mehrere Streifen geteilt, haben den E-Himmel erreicht und sind südlich über das Zenit ausgedehnt. Sie ziehen von W nach E. Am W-Himmel erscheinen neue Streifen in vermehrter Zahl.

Digitized by Google

$1^h 45^m$. Die Streifen sind jetzt nur noch sehr matt und von NW nach SE gerichtet.

$2^h 5^m$. Sie haben von W her wieder zugenommen, indem zahlreiche lange, matte Streifen den Himmel bedecken, rasch aus W ziehend. Wind SE.

$2^1/_2{}^h$. Zunahmen der Cirren, am W-Himmel ein großes Lager II a rasch aus W kommend.

$3^1/_2{}^h$. Die Streifen sind dichter und verwaschen geworden; im W und NW dichter Cirrusfilz. Die noch erkennbaren Streifen liegen jetzt WNW—ESE statt NW—SE. Kein Zug derselben erkennbar. Wind SE.

$4^1/_2{}^h$. Himmel völlig von Cirrusmassen bedeckt, in denen man Streifung NW—SE und langsamen Zug von W nach E erkennt. Wind SE.

Am 5. Oktober wieder heiter und keine Spur von Cirrus.

Am Oktober 4, 8^h a lag eine Depression $< 745^{mm}$ westlich von Irland, Hochdruck über Mitteleuropa; 2^h p Lage wenig geändert; 8^h p Zentrum der Depression nach N verlegt, NW von Irland. Über NW-Frankreich und am Kanal Andeutung eines Teilminimums, die Oktober 5 verschwunden ist. Das ganze Streifensystem der Cirren bewegte sich also auf das Zentrum des barometrischen Maximums zu, während die Streifen *b* sich von SW nach NE bewegten. Es ist möglich, ja wahrscheinlich, daß die Streifen *b* der sekundären Depression angehörten und mit dieser verschwanden.

1900, Oktober 6, 8^h a. Gestern keine Spur von Cirren, heute ist dagegen ein großer Teil des Himmels mit III a bedeckt, doch sind dieselben matt. Ziehen ziemlich rasch aus W. Wind SE.

$9^h 20^m$. Sind dichter geworden. Mehrere Streifen und Stücke III d und e ziehen rasch von W nach E. Deutlich erkennbar, daß mehrere Cirrusschichten übereinander schweben. Kleine Streifchen ziehen rasch unter den oberen vorüber, rascher als diese, und spinnen lange, feine Fäden aus sich heraus.

11^h. Eine große Anzahl mächtiger, baumförmiger Streifen am N-Himmel bis südwärts über das Zenit. Ihr C. P. ist N, sie ziehen rasch aus W nach E. Darüber III d, die mitziehen. Wind S.

$11^h 30^m$. Radiation im N verschwunden. Die Cirren haben an Intensität abgenommen, am N-Himmel einige Streifen von W nach E gerichtet.

$11^h 45^m$. Weitere Abnahme und Abbleichen der Cirren.

$12^h 15^m$. Cirren nehmen von W her wieder zu; es beginnen sich breite, lange Streifen zu zeigen mit C. P. im SW. Auch einige Cirren mit parabolischer Vorderseite.

$12^h 45^m$. Cirren haben sich im W mehr verdichtet, ihre Bewegung ist langsamer als vorher.

1^h. Cirren haben nicht abgenommen. Am S-Himmel cumuli.

$1^h 30^m$. Verwaschene Streifen von SW nach NE gerichtet mit Zug aus SW. Besonders der S-Himmel ist voller Cirren. Wind SW und W.

$2^h 15^m$. Große Streifen III a, breit, über den Himmel, besonders im N. C. P. in SW und NE. Zug aus SW. Wind SW.

$3^h 15^m$. Cirren haben bedeutend abgenommen. Nur im NW sieht man noch einen langen, breiten Streifen, der sich in SW und NE auf den Horizont stützt, in der Mitte 45^0 hoch. Am S-Himmel keine Cirren. Im Zenit schwache, die von SW nach NE ziehen. Es scheint, als wenn der Streifen sich im N gegen den Horizont senkte, d. h. von S nach N um seinen Stützpunkt gedreht würde.

Digitized by Google

4h. Himmel im N frei von Cirren. Zwei mächtige aber nicht sehr dichte Streifen III e nahe dem Zenit ziehen aus W.

4h 15m. Cirren viel schwächer, lösen sich auf.

4h 30m. Verschwunden, Himmel tiefblau.

Oktober 6, 8h a. Hoher Luftdruck liegt über ganz Mitteleuropa, von der französischen Westküste bis nach Rußland hinein. Eine Depression ist an der mittelnorwegischen Küste erkennbar. Bis zum Abend haben sich die Verhältnisse nur unwesentlich geändert und am nächsten Tage liegt das Zentrum des Hochdruckes über Süddeutschland und verharrt hier. Die Drift der Cirren war von W nach E gerichtet. Die Streifen lagen anfangs in der Richtung N—S, später SW—NE, zu einer Zeit, als die Depression nach Mittelskandinavien gezogen war.

1900, Oktober 7, 8h a. Sehr leichte Streifen von SW nach NE gerichtet, senkrecht dazu ausgekämmt, am N-Himmel. Wind SE.

8h 30m. Mehrere Cirrusbogen über dem Himmel, besonders im N, sie liegen von W nach E und sind gleichsam schuppenförmig. Zug derselben von W nach E. Wind S.

9h 30m. Die Cirren weniger intensiv; sie zeigen fünf bis sechs Streifen von W. nach E über den Himmel gespannt, die sich auflösen. Es scheint mir, als wenn diese Streifen parallel zueinander von N nach S ziehen. Besonders der C. P. im NE ist entschieden gegen E verlagert.

10h. Die Streifen noch da, aber sehr matt, ihre Materie zieht langsam aus W.

11h. Die Streifen sind nicht matter geworden, aber ihre Lage hat sich merklich geändert, deren Richtung ist jetzt NE—SW. Am W-Himmel zeigen sich andere Streifen. Zerstreute Cirren ziehen langsam aus W.

11h 30m. Die Cirren haben abgenommen.

12h. Am N-Himmel eine baumförmige Cirrusmasse.

2h. Alle Cirren verschwunden, nur noch einige Cumuli aus W ziehend.

Am 8. Oktober heiteres Wetter.

Am 7. Oktober 8h überlagerte ein Hochdruckgebiet ganz Mitteleuropa, sein Kern mit 775 mm über Bayern. Depressionen nordwestlich von Irland und bei Stockholm. Ein Teilminimum ist über Belgien angedeutet. Am 8. Oktober morgens ist das Hochdruckgebiet mit seinem Kern nur wenig ostwärts verlagert, am 9. Oktober nach Siebenbürgen gewandert. Die Streifen lagen anfangs senkrecht zur Richtung nach dem Zentrum des Hochdruckgebietes, später drehten sie sich mehr in der Weise, daß ihr östlicher Endpunkt jetzt auf das Zentrum der bei Stockholm liegenden Depression hinwies. Die Drift der Streifen ist in das Hochdruckgebiet hineingerichtet (von N nach S), während die Cirrusmaterie, aus der sie bestehen, eine eigene Bewegung in der Richtung von W nach E zeigt.

1900, Oktober 15. 8h a heiter. Nur ein sehr dünner Streifen zieht in Gestalt eines Bogens von W nach E durch das Zenit über den Himmel, rasch aus W. Wind NW. Barometer steigt.

9h a. Der feine Streifen ist verschwunden, Regen drohende Wolken kommen herauf.

12h 30m. Cirren ziehen aus W. Barometer steigt. Stürmisches Wetter. Ein leichter Streifen III a schmal, von N nach S gerichtet, zieht langsam von W nach E. Darunter schnell ziehende cumuli.

1h. Ein schmaler Cirrusstreifen, von NW nach SE gerichtet, zieht mäßig rasch aus N und hebt sich dabei langsam über den W-Himmel empor. Cumuli vor dem W-Winde fliegend darunter. 3h Regen.

Digitized by Google

Am 15. Oktober $8^{h\,a}$ lag über Jütland das Zentrum eines Sturmfeldes, das bis abends des 16. zum Busen von Riga fortschritt. Ein Hochdruckgebiet lag über Frankreich und der Biskayasee bis nach Irland hin. Die Bewegung der Cirren war also so, daß sie einer allgemeinen Drift unterlagen von dem Hochdruckgebiet her gegen E fast senkrecht zur Verbindungslinie mit dem Depressionszentrum, während die Materie der Streifen sich von diesem Zentrum entfernte. Mit Entfernung des Depressionszentrums drehten sich die Streifen in ihrer Lage von W nach NW.

1900, Oktober 18. $8^{h}\,30^{m\,a}$. Himmel heiter, nur am E-Himmel in 30° Höhe ein langer, etwas breiter Streifen III a, von S nach N gerichtet, mit langsamer Bewegung von W nach E. Wind SSW.

10^{h}. Sämtliche Cirren verschwinden. Cumuli ziehen aus W.

12^{h}. Cirrocumuli in mehreren Reihen von W nach E gerichtet aus W ziehend; auch III a fein, ohne wahrnehmbaren Zug, über II b schwebend, aber mit diesen gemeinsam C.P. in W. Wind W.

$12^{h}\,15^{m\,a}$ bis $3^{h\,p}$. Keine Cirren.

$4^{h}\,45^{m}$. Einzelne II a nahe dem Zenit aus W ziehend.

5^{h}. Ein Bogen krabbenförmiger Cirren am N-Himmel, im Mittel etwa 30° hoch, zieht langsam aus E(!) und hebt sich gegen das Zenit. Wind NW.

$5^{h}\,30^{m}$. Der Bogen ist verschwunden. Cumuli ziehen aus NW. Wind W. Nachts Regen.

Am Morgen des 18. Oktober lag in einem großen Gebiete niedrigen Luftdruckes, das sich von England bis über die Ostsee nach dem finnischen Busen erstreckte, eine Teildepression nahe der Helgoländer Bucht, sie entfernte sich im Laufe des Tages langsam gegen SE hin und erscheint am 19. Oktober morgens über Mittel- und Norddeutschland als flache Depression, die sich im Laufe des Tages gegen Littauen hin verzieht. Die Cirrusmaterie der Streifen bewegte sich am Morgen zyklonal um die Helgoländer Depression. Nachmittags hat sich diese Depression südwärts verlagert. Die Drift ist $5^{h\,p}$ vom Zentrum nach auswärts gerichtet, während die Cirruskrabben selbst gleichzeitig antizyklonal um dieses Zentrum ziehen.

1900, Oktober 20, 12^{h}. Nach Weichen des Nebels sieht man baumförmigen Cirrus vom SW-Horizont aufsteigend mit Ästen, die fast das Zenit erreichen. Diese Äste bewegen sich langsam aus W in der Richtung in der sie sich erstrecken.

$12^{h}\,30^{m}$. Ein ziemlich breiter Streifen III b von W durch das Zenit nach E gerichtet, zieht schnell aus W.

$1^{h}\,30^{m}$. Nur noch matte Spuren von Cirrus.

$3^{h}\,45^{m\,p}$. Am südlichen Himmel ein Cirrusbogen von WSW nach ENE gerichtet, senkrecht dazu quergestreift, von W nach E ziehend. Darüber am S-Himmel strahlige Cirrus wie ein Nordlicht. Der N-Himmel heiter und blau. Wind SE.

$4^{h}\,30^{m\,p}$. Die Cirren am südlichen Himmel haben sich stark vermehrt. Sie zeigen sich in Gestalt von kleinen schmalen Streifen oben mit Kopf und dort zurückgekrümmt, hakenförmig. Diese kleinen Streifchen sind in einen langen Bogen geordnet, der von SW nach NE ausgespannt ist und das Ganze zieht rasch aus W. Dieser Zug geht senkrecht zur Richtung der Strähne vor sich.

$4^{h}\,45^{m\,p}$. Diese Strähne (die obigen schmalen Streifchen mit Kopf) zeigen gleichzeitig eine Bewegung nach N, sie sind jetzt schon über das Zenit hinaus.

Digitized by Google

5h p. Mächtige breite Streifen unechter Cirren von W nach E nahe dem Zenit durch den Meridian, rasch von W nach E ziehend. Währenddessen heben sich die Streifen als Ganzes über den Horizont, gegen das Zenit hin, bewegen sich also gegen S.

5h 15m. Am S-Himmel ein mächtiger Cirrusbaum aus SW ziehend. Wind SE. Später Abnahme ihrer Menge. Am folgenden Tage starker Regen.

Am 20. Oktober morgens lag eine kleine Depression nördlich von der holländischen Küste, die sich bis zum Abend etwas südwärts bewegte und am nächsten Tage noch über Friesland erkennbar war. Eine allgemeine Drift der Cirren von W nach E nahezu senkrecht in der Richtung, in welcher das Zentrum der Depression lag, fand also statt, während die Streifen, welche den oben erwähnten Bogen bildeten, sich gegen N bewegten. Die Pseudocirren am N-Himmel hatten die entgegengesetzte Bewegung.

1900, Dezember 8. 11h 30m a. Mehrere Streifen III a von NW nach SE gerichtet und die Cirrusfilamente derselben rasch aus NW, das Ganze bewegt sich von W gegen E.

1h. Zunahme der Cirren, Bewegung der Filamente rasch aus NW.

2h. Die Streifen sind breiter und dünner geworden, erstrecken sich von N nach S und drehen sich als Ganzes von W nach E, während die Streifenmaterie selbst rasch von N nach S zieht.

2h 45m. Fast alle Cirren verschwunden.

3h 15m. Am W-Himmel tauchen Streifen III b auf.

Am 8. Dezember lag eine tiefe Depression nordwestlich von Schottland, die langsam gegen die norwegische Küste zog. Ein Maximum lag mit seinem Kern über Mitteleuropa bzw. Mitteldeutschland. Die Cirrusmaterie der Streifen zog direkt in dieses Hochdruckgebiet hinein, wurde aber gleichzeitig von einer Luftdrift von W nach E fortgeführt.

1901, Mai 24. 3h 30m. Cirrusbank am N-Himmel zieht 5h langsam aus N herauf.

6h 15m p. Cirrusbogen von W nach E gerichtet, nahe durch das Zenit streifend, zieht langsam aus W.

7h p. Der Bogen ist in mehrere Bögen geteilt, die durch schwache Querstreifen miteinander verbunden sind. Es scheint mir, daß diese Querstreifen eine Bewegung aus N haben, während der Bogen sich deutlich aus W nach E bewegt.

7h 30m. Abnahme der Cirren.

7h 45m. Nur noch einige Querstreifen vorhanden.

Am 24. Mai hoher Luftdruck über der nördlichen Nordsee von Schottland bis über Skandinavien. Eine Depression über dem tyrrhenischen Meere, eine andere über der Biskayasee. Drift der Cirren aus W senkrecht zur Verbindungslinie des Maximums und Minimums. Eigenbewegung der Cirren aus dem Hochdruckgebiete heraus.

1901, August 2. 10h 45m a. Ein Streifen III a im Meridian liegend, aus N ziehend und bis über das Zenit reichend. Rechts und links schwächere Streifen, auch feinkörnige Cirrocumuli.

11h. Cirren nehmen ab, 11h 30m wieder Zunahme; im W sind viele Streifen von N nach S gerichtet zu sehen; sie ziehen offenbar aus W herauf.

12h. Sie verdichten sich zu wolligen Streifen. Später cumulostrati.

Digitized by Google

Am 2. August Hochdruck westlich von England, Depression über Ostdeutschland, Drift der Cirren aus dem Hochdruckgebiet in die Depression, Eigenbewegung senkrecht dazu von N nach S.

1901, August 4, $7^h 30^m$ a. Große Cirrusbäume (III e), besonders am N-Himmel, von NE nach SW gerichtet.

$8^h 45^m$ a. Sind anscheinend in II b übergegangen, liegen aber noch in der Richtung NE—SW mit C. P. in NE.

12^h. Abnahme.

$1^h 45^m$ p. III a ziehen aus NW herauf am N-Himmel.

$3^h 45^m$ p. Noch immer leichte Streifen am Himmel aus N ausstrahlend.

4^h Abnahme; 6^h wieder Zunahme am N-Himmel mit C. P. in NE, Zug langsam aus NW.

7^h. Noch Zunahme, Lage unverändert NE—SW. C. P. in NE. Die Filamente der wolligen Streifen ziehen langsam aus NW, später sogar aus W.

$7^h 30^m$. Die Streifen am W-Himmel sind zahlreicher geworden, auch solche am S-Himmel, wo mehrere III e. Alle ziehen aus W. Sie scheinen sich jetzt zu senken und wolliger auszusehen. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich also: den ganzen Tag ziehen Cirren aus einem im NE liegenden C. P. anscheinend nach S. Die Filamente derselben haben aber Bewegungen zuerst aus NW, abends aus W. Auch der Wind dreht gegen W.

Am 4. August Hochdruck über Frankreich und Deutschland, ausgedehnte Depression nördlich von Schottland. Das Hochdruckgebiet zieht sich abends nach W zurück und die schottische Depression, die sich Norwegen nähert, greift südwärts aus. Ausgedehnte Depression im fernen SE. Die allgemeine Drift scheint von N nach S gerichtet zu sein, in das Hochdruckgebiet hinein, die Eigenbewegung der Cirren jedenfalls auch aus der Depression heraus. An der norwegischen Küste herrschten starke bis stürmische Winde am 4. und 5. August.

1902, Februar 23, 8^h a. III d, e am ganzen Himmel zerstreut, aus W ziehend.

9^h a. Ebenso.

$9^h 30^m$ a. III c, mächtige Streifen in Bogen von NW nach SE gerichtet.

10^h a. Zwei Schichten von Cirrus übereinander, oben mächtige Streifen III a und III c, darunter III d und II a: Die Bewegung der oberen Cirren ist nicht festzustellen, die unteren ziehen rasch aus W.

11^h a. Die Streifen III a, mächtig und dicht, liegen NW—SE und die Cirrusmaterie selbst zieht rasch aus NW.

1^h p. Am N-Himmel verdichten sich die III a noch und ziehen langsam aus W. Der Bogen liegt noch ziemlich wie früher, doch ist sein C. P. in NW mehr nach N gerückt. Die Cirrusmaterie selbst zieht rasch aus NW, das Ganze aber hat eine allgemeine Bewegung, als wenn es sich um den C. P. im N von W nach E langsam drehte.

$3^h 20^m$ p. Die Cirrusstreifen sind viel verwaschener und lichter geworden, sie liegen von NW nach SE und die Materie derselben bewegt sich aus NW.

4^h p. III a und einige feine II a an den Rändern der Streifen.

5^h p. Die III a liegen mehr von N nach S als vorher, sie sind verwaschen, es scheint, daß sie sich senken.

Eine ausgedehnte Depression westlich von England liegt einem Hochdruckgebiete über Westrußland gegenüber und verharrt mehrere Tage in dieser Lage. Die allgemeine Drift ist von der Depression gegen das Hochdruckgebiet gerichtet,

Digitized by Google

während die Eigenbewegung der Cirrusteilchen nahezu senkrecht dazu steht und von NW nach SE geht. (Die nämliche Bewegung der Cirren auch am folgenden Tage.)

1903, Februar 7., 8^h keine Cirren, 9^h ebenfalls.

$10^h 45^m$. Bruchstücke von III a, schwach, als feine Streifen ziemlich rasch aus NW.

11^h. Streifen mit Radiation in NE, liegen von NE nach SW über dem Himmel. Quer zu ihnen feinere Striche, diese ziehen aus NW.

$11^h 15^m$. Die Streifen lösen sich in III a ohne Rückgrat auf, ziehen aus NW. Noch immer ist ihre Richtung NE—SW, sie ziehen jedoch als Ganzes von NW nach SE und nehmen zu.

$11^h 30^m$. Neue Streifen III a kommen aus NW herauf.

1^h. Es scheint Drehung des C. P. nach N stattgefunden zu haben. Jetzt liegen wollige Streifen III a von NW nach SE gerichtet, mehrere Bäume ziehen aus NW.

$1^h 30^m$. Cirren haben stark zugenommen, sind dichter und dicker geworden.

$1^h 45^m$. III c verwaschen, über den ganzen Himmel von NE nach SW gerichtet, ziehen aus N.

$2^h 30^m$. Sie haben noch zugenommen, ziehen schnell aus N.

Depression in N nahe der nordnorwegischen Küste, Hochdruckgebiet an der unteren Donau. Bis zum Abend eine Art Teilminimum nordöstlich von Schottland. Die Drift der Cirren ist aus NW nach SE, sie ziehen auch aus dieser Richtung, also unter einem ziemlich spitzen Winkel in das Hochdruckgebiet hinein. Starke bis stürmische Winde.

1903, April 30., 11^h a. Einige III e ziehen aus S.

$4^h 30^m$ p. Mehrere Streifen III a ziehen von SW nach NE gerichtet, mit Zug aus SW, am E-Himmel.

5^h. Die Lage der Streifen änderte sich, so daß sie jetzt S—N ist und sich die Enden gegen N verlieren. Ihre Drift ist offenbar aus W. Gleichzeitig ziehen III e aus W herauf.

6^h. Neue III e aus W, sie liegen von SW nach NE gerichtet.

7^h. Nachdem die Intensität des ganzen Phänomens abgenommen, kommt ein neuer Impuls: dichte III a aus W, von SW nach NE gerichtet. Das gesamte System aller dieser Streifen scheint nur von W nach E zu ziehen, die Materie in den Streifen gleichzeitig von S nach N oder von SW nach NE.

In ganz Mittel- und Nordwesteuropa ist der Luftdruck unternormal, eigentliche Depressionszentren sind angedeutet über der Biskayasee, bei den Scillys und über Ungarn. Die Depression bei den Scillys entwickelte sich bis zum Abend vollständig. Die Drift ist aus dem Depressionsgebiet bei den Scillys heraus, die Eigenbewegung der Cirrusmaterie ist eine ziemlich senkrechte dazu, auf ein über Norwegen sich bildendes Hochdruckgebiet hin gerichtet. Kein starker Wind.

1904, März 17, 9^h a. Streifen III a und III b von NW nach SE gerichtet, ziehen aus S, in einer allgemeinen Drift von E.

11^h. Sie haben abgenommen und sind fast verschwunden. Abends trat Regen ein und am folgenden Tage war der Himmel nur zeitweise etwas aufgeheitert.

An diesem Tage dehnte sich ein ausgebreitetes Maximum über das ganze Ostseegebiet aus. Über Nordfrankreich war eine sekundäre Depression angedeutet. Die allgemeine Bewegung der Cirrusstreifen als Ganzes war also gegen den Ort dieser Depression gerichtet, während die Cirrusmaterie, welche die Streifen bildete, sich zyklonal bewegte.

Digitized by Google

1904, April 21, 11^{h} a. III e ziehen sehr langsam aus NE.

$2^{h}\,30^{m}$ p. Mehrere Streifen mit Radiationspunkt in NE über die nördliche Hälfte des Himmels verbreitet und von NE nach SW gerichtet. Sie sind senkrecht zur Längsrichtung gestrichelt, ohne Querstrich oder Rückgrat. Das Ganze dreht sich um den C. P. aus N gegen S.

3^{h}. Aus NW ziehen neue Cirren herauf, senkrecht zur Richtung (NE—SW) der Streifen, sie ziehen also gegen S oder SE.

6^{h} p. Der ganze Himmel ist cirrös bedeckt.

An diesem Tage lag ein Gebiet niedrigen Luftdruckes mit zwei Zentren (eins über Belgien, das andere über Brandenburg-Pommern) über Mitteleuropa. Dasselbe erhielt sich auch nachmittags und verschmolz dann mit einem größeren Depressionsgebiet, das sich nach Italien erstreckte. Die Cirren III e zogen direkt in die Depression über Belgien hinein, wobei sie einer allgemeinen Drift gegen S oder SE unterlagen.

1904, Mai 12, 9^{h} a. Baumförmige Streifen III a mit Radiation in NNW und SSE. Ihre Filamente ziehen von NNW nach SSE. Das Ganze dreht sich von W nach E.

10^{h}. Die Konfiguration ist noch vorhanden, später wegen Bewölkung nicht zu sehen.

Mai 12 lag über Mitteleuropa ein ausgedehntes barometrisches Maximum, das sich auch am folgenden Tage noch erhielt, aber dann vor einer aus NW kommenden atlantischen Depression ostwärts entwich. Die Cirren zogen direkt in das Zentrum des hohen Druckgebietes hinein, wurden aber gleichzeitig von einer allgemeinen Drift ostwärts getrieben nach der Seite, wohin sich in den nächsten Tagen das Maximum verlagerte.

1904, Juni 30. Mehrere Streifen III b, d von W nach E gerichtet. Die Filamente, aus denen sie bestehen, bewegen sich von W nach E, das Ganze dagegen von N nach S.

6^{h}. Streifen III b, d noch vorhanden mit Bewegung aus NW.

7^{h}. Himmel bewölkt.

An diesem Tage 8^{h} a lag ein kleines Maximum über der Helgoländer Bucht, dasselbe verschwand bis Nachmittag. Eine kleine Depression, die morgens über Mittelfrankreich lag, erschien 8^{h} p vereinigt mit einer über den britischen Inseln liegenden größeren Depression. Juli 1 wurde diese zurückgedrängt von einer Zone hohen Luftdruckes, die von Spanien her allmählich bis nach NW-Deutschland vordrang. Die Cirrusstreifen bewegten sich also als Ganzes von dem kleinen Maximum aus südwärts, in der Richtung auf die Depression über Frankreich, die Filamente derselben dagegen senkrecht zu dieser Richtung und zyklonal in bezug auf die Depression oder aus dieser heraus.

1904, August 1, 3^{h} p. III d, Streifenstücke am ganzen Himmel, von N nach S gerichtet. Die Cirren, aus denen sie bestehen, ziehen aus S, während die Streifen sich als Ganzes von W nach E drehen.

8^{h} p. Radiation der Streifen in NW. Sie drehen sich als Ganzes von SW nach NE, also senkrecht zu ihrer Längserstreckung. Bewegung innerhalb der Streifen nicht erkennbar.

Der Beobachtungsort lag in einem Gebiete hohen Luftdruckes, östlich von demselben über Mitteldeutschland bis zur Odermündung lag eine kleine Depression, die auch August 2 noch erkennbar war. Die Cirrusstreifen als Ganzes zogen in das

Digitized by Google

Gebiet der Depression hinein, die Filamente, aus denen sie bestanden, bewegten sich senkrecht zu dieser Richtung nordwärts.

1904, September 6, 3^{h} p. Am westlichen Himmel ein langer, schmaler von N nach S gerichteter Streifen *S* aus wolligem Cirrus, fast aus kleinen, eng gedrängten Cirrocumulis bestehend. Er bewegt sich höchst langsam senkrecht zu seiner Erstreckung von W nach E.

5^{h}. Der Streifen nur wenig höher gestiegen. Jetzt wird er durchschnitten, senkrecht zu seiner Längenerstreckung, von zahlreichen, kräftigen, ausgekämmten, langen Cirrusfäden, die von W nach E gerichtet sind und rasch gegen E ziehen. Sie liegen bestimmt höher (also über) dem obigen Streifen *S* und bilden ein breites Band *B*, das sich im größten Kreise von N nach S über den Himmel spannt. Dieses Band als Ganzes zieht langsam von N nach S. Das Band *B* hat westwärts, tiefer am Horizont, ein zweites Band *B'* unter sich und beide konvergieren gegen einen Punkt, der wenig westlich von N liegt.

$6^{h}\,30^{m}$. *B* ist breiter und verwaschener geworden; nur auf der Ostseite zeigt es Auskämmung von ungleich langen Streifen, die westliche Begrenzung ist scharf abgeschnitten. *B'* ist tiefer im W sichtbar wie um 5^{h}. Es bestätigt sich, daß *B* höher über der Erdoberfläche schwebt als *S*.

7^{h}. *S* ist dem Zenit näher gekommen, seine Stützpunkte im Horizont sind NNW und SE, d. h. das Südostende ist mehr gegen E gedreht als das Nordende gegen W.

$7^{h}\,30^{m}$. *B* geht durch das Zenit und die Bällchen, aus denen es besteht, ziehen rasch von N nach S.

8^{h}. Das Band *B* ist verschwunden und *B'* nur schwach, aber höher gestiegen. *S* ist in Cirrocumuli zerfallen und aufgelöst. Ein zweiter Streifen *S'* ähnlicher Art ist jetzt am W-Himmel zu sehen. Wind SO_2. Barometer fällt.

Was die Luftdruckverteilung an der Erde anbelangt, so lag ein Hochdruckgebiet über der Ostsee, das sich bis zum 7. noch weiter ausdehnte. Über Zentralfrankreich zeigte sich schon 8^{h} a eine flache Depression, die bis 8^{h} abends bestimmtere Gestalt als Teilminimum annahm. Nordwestlich von Schottland zeigte sich eine ausgedehntere Depression, die sich gegen SO hin ausbreitete und am 7. September 8^{h} a einen Ausläufer bis zur niederländischen Küste entsandte. Die Bewegung der Cirrusstreifen als Ganzes war auf der N-Seite der kleinen Depression von dieser weggerichtet, die Filamente, aus denen die Streifen bestanden, zeigten Bewegung senkrecht dazu, also auf die Depression hin.

1904, September 8, $10^{h}\,30^{m}$ a. Mehrere Streifen III c, etwas wollig verwaschen, liegen von NW nach SE und bewegen sich aus NW. Das Ganze zeigt eine langsame Drift von NE gegen SW. Am W-Horizont eine Cirrusdecke, darüber kurze Streifen III a.

$11^{h}\,30^{m}$. Die Streifen sind sehr abgeblaßt und lösen sich auf, besonders die Quergrate.

An diesem Tage lag das Zentrum einer Depression über Irland, Hochdruck über Mitteleuropa und NW-Rußland. Ein schmaler Ausläufer niedrigen Druckes erstreckte sich von der Odermündung südwärts und wanderte ostwärts. Die Cirrusstreifen als Ganzes zogen also von diesem Ausläufer hinweg und auch ihre Filamente bewegten sich in bezug auf diesen, als wenn sie sich davon entfernten.

1904, Oktober 1, $7^{h}\,30^{m}$ a. Himmel völlig heiter.

9^{h}. III a in einem Bogen von NE nach SW gerichtet; die Cirrusfilamente ziehen aus NE.

Digitized by Google

9h 30m. Der Bogen zeigt auf der östlichen Seite feine gratförmige Ausläufer oder Streifen, auf der anderen ist er scharf abgeschnitten.

10h. Unter dem Bogen gegen den E-Horizont hin, ein starker Streifen III c, e, von NE nach SW gerichtet.

10h 30m. Es scheint, daß die Streifen eine langsame Drift aus W haben.

11h 15m. Jetzt liegt der erstgenannte Hauptstreifen in der Richtung N—S, fast durch das Zenit gehend. Er besteht aus II b, die von N nach S ziehen.

3h p. Die Streifen haben sich in eine dichte Cirrusdecke verwandelt, doch ist in dieser Streifung NE—SW noch zu erkennen.

Über Mittelengland lag am Morgen des 1. Oktober das Zentrum eines Teilminimums, das sich bis zum Abend fast bis zur Helgoländer Bucht bewegte. Die Cirrusstreifen lagen parallel der Isobare von 760 mm und bewegten sich als Ganzes von der Depression senkrecht fort auf ein sehr entferntes Gebiet hohen Druckes (in E) zu, während die Streifenmaterie selbst um das Zentrum sich von N nach S bewegte.

1904, Oktober 25, 5h p. Mehrere breite Streifen III a von NE nach SW gerichtet. Sie treiben rasch aus NW. Bewegung im Innern der Streifen nicht zu erkennen.

An diesem Tage nachmittags lag eine Depression über Südschweden, die bis zum nächsten Tage ihren Ort wenig veränderte und in Wechselwirkung mit hohem Luftdruck vor dem Kanal am 26. Oktober schwere Stürme im Ostseegebiet hervorrief. Die Cirrusstreifen waren senkrecht zu den Isobaren gerichtet, bewegten sich aber, etwa dem Laufe der Isobaren 760 mm folgend, zyklonal um das Zentrum der Depression, die Cirrusmaterie der Streifen selbst hatte wahrscheinlich die nämliche Bewegung.

1904, Dezember 4, 10h a. Mehrere Streifen III b, von NW nach SE gerichtet, am nördlichen Himmel. Die Streifenmaterie bewegt sich langsam aus NW, während das ganze eine Drehung von NE nach SW besitzt.

10h 30m. Der Zug der Streifenmaterie aus NW ist rascher geworden.

12h. Nach Trübung folgt Aufklaren. Die Streifen liegen noch immer in der Richtung NW—SE, aber sie sind matter.

1h 30m p. Ein Bogen III b, d, von NE nach SW gerichtet, zieht langsam aus NW. Später Wolken.

Hoch im NW liegt eine atlantische Depression und über der nördlichen Ostsee ist ein Teilminimum in Ausbildung begriffen. Hoher Luftdruck von den Pyrenäen durch Mitteleuropa nach Ungarn. Die Cirrusstreifen liegen senkrecht zum Gradienten und zeigen Drift vom Orte der Ostseedepression gegen das Hochdruckgebiet über Frankreich hin, während die Materie der Streifen in der Richtung senkrecht zum Gradienten zieht.

1905, Mai 12, 6h p. Streifen III a, b strahlenförmig aus einem Punkt am SW-Horizont. Die Strahlen, von SW nach NE gerichtet, drehen sich als Ganzes von NW gegen SE und liegen 7h tief am südlichen Horizont. Die Streifenmaterie zieht aus SW.

Depression über Mittelschweden ostwärts nach Finnland fortschreitend, Hochdruck über den britischen Inseln. Die Cirrusstreifen liegen in der Richtung auf das Depressionszentrum zu und ihre Materie zieht gegen dieses hin. Die Bewegung des ganzen erfolgt, in einer Drift aus dem Hochdruckgebiet hinwegführend, in der Richtung auf eine tags darauf über Norditalien und Ungarn entstandene Depression.

Digitized by Google

Vorstehende Beispiele sind hauptsächlich ausgewählt, um die Aufmerksamkeit der meteorologischen Beobachter auf den Gegenstand zu lenken und zu systematischen Beobachtungen anzuregen. Von mir selbst werden die Beobachtungen fortgesetzt.

Der Pulsschlag der Atmosphäre[1]).

Von J. Hann.

Es ist sehr erfreulich zu bemerken, daß die meteorologischen Forschungen wieder einen weiteren Gesichtskreis zu gewinnen trachten. Zu lange Zeit hat man fast ausschließlich die kleinen atmosphärischen Störungen studiert und verfolgt, die über Europa in Form von Barometerdepressionen hinwegziehen. Man hat dadurch gewiß sehr interessante und wichtige Ergebnisse erhalten, welche die lokalen Witterungserscheinungen auf ihre nächsten Ursachen zurückzuführen gestattet haben, aber die Methode, anfangs sehr erfolgreich, erschöpfte sich bald sowohl in theoretischer wie (und noch mehr) in praktischer Beziehung. Die Witterungsprognose ist über die ersten, so viel versprechenden Errungenschaften nicht mehr hinausgekommen und befindet sich nun schon seit ein paar Dezennien in einem Zustande der Stagnation.

Wenn man auf einem Erdglobus den Raum vergleichend ins Auge faßt, den Europa einnimmt, so muß man wohl sogleich zur Erkenntnis kommen, daß das Heil für den Fortschritt der Meteorologie nicht allein in dem genauesten Studium der lokalen Vorgänge zu finden sein wird, die sich auf diesem beschränkten Raume abspielen. Die bekannte „Tendenz zur Erhaltung des bestehenden Witterungscharakters", die lange andauernden gleichsinnigen Abweichungen der Temperatur des Regens usw. weisen darauf hin, daß deren Ursachen in entfernteren ausgedehnteren Räumen der Erdoberfläche zu suchen sein dürften, wo die Zustände der Atmosphäre konstantere sind, als in unseren Breiten. So wird man naturgemäß darauf hingewiesen, die Beziehungen zwischen den Vorgängen in der Atmosphäre bei uns zu jenen, die gleichzeitig in entfernteren Teilen der Erde herrschen, oder die kurz vorher da geherrscht haben, ernstlich ins Auge zu fassen.

Zu lange Zeit hat die „synoptische Meteorologie" mit ihren anfänglichen großen Erfolgen diese Überlegungen ganz in den Hintergrund gedrängt, ja nicht aufkommen lassen[2]). Auf die Konstatierung der atmosphärischen Zustände in den niedrigeren Breiten und in der Tropenzone wurde kein Gewicht gelegt, und den Beobachtungsergebnissen daselbst nur eine klimatologische, untergeordnete Bedeutung zugewiesen. Der Wert, den die Konstatierung der gleichzeitigen meteorologischen Zustände in den Tropen für die Erklärung des allgemeinen Charakters der Witterungszustände bei uns haben kann, wurde ganz übersehen.

Als ich von solchen Gedanken geleitet auf die Bedeutung aufmerksam machte, welche die Sammlung und Publikation der Beobachtungsergebnisse an den zahlreichen

---

[1]) W. N. Shaw, The Pulse of the Atmospheric Circulation. Nature, Dec. 21, 1905.

[2]) Wir meinen hier die synoptische Darstellung von Momentanzuständen der Atmosphäre. Es gibt aber auch eine synoptische Meteorologie für etwas längere Zeiträume, gleichsam, um mit Sir Francis Galton zu sprechen, composite portraits einer Reihe aufeinanderfolgender Zustände der Atmosphäre, und für diese bisher mehr vernachlässigte Meteorologie möchten wir hier ein Wort einlegen. Wenn die synoptische Meteorologie der Momentanzustände größere Erdräume umfaßt, wie die Wetterkarten der indischen Monsunregion, die auf die andere Hemisphäre übergreifen, so ist sie schon viel lehrreicher, aber es müssen doch eine größere Reihe solcher Bilder übereinander gelegt werden, um allgemeinere Schlüsse aus ihnen ziehen zu können.

Digitized by Google

Stationen der britischen Kolonien, welche bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts zurückreichen, für die Meteorologie haben würde, zeigten sich große Schwierigkeiten in England, weil manche dabei einflußreiche Persönlichkeiten der Ansicht waren, daß die verfügbaren Mittel nicht für „klimatologische" Zwecke bestimmt seien. Die dennoch zustande gekommene Publikation hat sich gegenwärtig für die Untersuchungen der beiden Lockyer schon als sehr nützlich erwiesen, und es bleibt nur bedauernswert, daß sie aus den angegebenen Gründen keine Fortsetzung erfahren hat [1]). Desgleichen sind die so wertvollen Contributions to our Knowledge of the Meteorology of the Arctic Regions (Published by the Authority of the Met. Council, Part I—V, London 1879—1888) aus den gleichen Gründen plötzlich abgebrochen worden (siehe meine Betrachtungen darüber in der Meteorol. Zeitschr. 1889, S. 321), obgleich das Material noch keineswegs erschöpft war. Sind ja doch die Beobachtungsergebnisse der großen englischen Polarexpedition 1875/76 unter Nares heute noch unpubliziert [2])!

Der tiefere Grund dafür ist zu suchen in der Verkennung der großen Bedeutung, welche die Konstatierung der atmosphärischen Zustände der Atmosphäre über allen Teilen der Erdoberfläche in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge für unsere Erkenntnis des Zusammenhanges der Witterungserscheinungen auch unserer Gegenden haben muß.

Seit einiger Zeit ist aber ein Wandel eingetreten und die Erkenntnis bricht sich immer mehr Bahn, daß wir die atmosphärischen Erscheinungen in ihrem Zusammenspiel auf der ganzen Erdoberfläche zu erforschen suchen müssen, nicht bloß in den lokalen Äußerungen des Wetterwechsels über beschränkten kleinen Erdräumen. Es ist ein großes Verdienst von Sir John Eliot, daß er zuerst die Herkunft des indischen Sommermonsuns über den Äquator hinaus auf die andere Halbkugel hinüber verfolgt und nachgewiesen hat, daß die Luftdruckverhältnisse über dem südlichen Indischen Ozean nicht ohne Bedeutung sind für die Regenzeiten von Indien, nachdem selbst ein so ausgezeichneter Kenner der Meteorologie Indiens, wie mein verstorbener Freund Henry Blanford, den Zusammenhang zwischen dem SE-Passat und dem SW-Monsun, den schon Maury angenommen, leugnen zu müssen vermeint hat.

So hat Sir John Eliot zum ersten Male eine verbindende Brücke von dem atmosphärischen Regime der südlichen zu dem der nördlichen Hemisphäre geschlagen, ein neues großes, interessantes Forschungsgebiet damit erschlossen [3]) und an einer wichtigen Stelle mit der „Kirchturmpolitik" in der Meteorologie erfolgreich aufgeräumt. Da die Frage nach der Herkunft des SW-Monsuns und einiger Ursachen der Schwankungen seiner Stärke und Dauer nicht bloß theoretisches, sondern auch ein eminent praktisches Interesse hat, von großer nationalökonomischer Bedeutung für Indien ist, so fließen auch die materiellen Mittel zu deren weiterer Beantwortung viel reichlicher, als es sonst der Fall wäre und die Meteorologie zieht daraus großen Vorteil.

Auch auf anderen Teilen der Erdoberfläche hat man in letzter Zeit mehr oder weniger erfolgreich versucht, die Abhängigkeit länger dauernder Witterungsperioden und Anomalien über die Landesgrenzen hinaus auf ihre entfernteren Ursachen zurückzuführen und das Ineinandergreifen der atmosphärischen Erscheinungen über

[1]) Meteorol. Observ. at foreign and colonial Stations of the R. Engineers and the Army Med. Dep. 1852—1886. Publ. by the authority of the Met. Council. London 1890. Siehe diese Zeitschr. März 1886, S. 98.

[2]) Bis auf Auszüge in einem Blaubuch!

[3]) Quarterly Journal R. Met. Soc. Jan. 1896.

Digitized by Google

weite Entfernungen hin zu untersuchen (Blanford[1]), Hildebrandsson, Meinardus, Hann u. a.). Besonders erfreulich sind in dieser Beziehung die Bestrebungen der beiden Lockyer in England. Ein von England in dieser Richtung ausgehender Impuls hat, abgesehen von der Bedeutung der genannten Persönlichkeiten, auch deshalb eine vollere Lebenskraft voraus, weil die Erstreckung des englischen Reiches über die ganze Erde die Beschaffung des Materials für derartige Untersuchungen außerordentlich erleichtert.

Und nun sehen wir neuestens, daß auch der Direktor des Meteorological Office, W. N. Shaw, an Großzügigkeit der Erfassung seiner weiteren Aufgaben nicht zurückbleibt, indem er uns in der angesehensten naturwissenschaftlichen Wochenschrift Englands einen Artikel vorlegt unter dem Titel: der „Pulsschlag der atmosphärischen Zirkulation", welcher die Schwankungen in der Intensität des SE-Passates im Südatlantischen Ozean mit den Schwankungen in dem Regenfalle in Südengland in Beziehung zu bringen sucht. Shaw will mit diesem Artikel durchaus noch keine These aufstellen und verwahrt sich vorsichtigerweise dagegen, diesen Zusammenhang in dem zitierten Artikel schon nachgewiesen zu haben, er will nur eine Anregung geben, und dafür verdient er den lebhaftesten Dank seiner Fachgenossen.

Wir wollen nun auf den Inhalt des Artikels kurz eingehen.

Als die amerikanische Expedition zur Beobachtung einer Sonnenfinsternis im Jahre 1890 auch St. Helena besuchte, gab Prof. Cleveland Abbe vom Weather Bureau als Teilnehmer an der Expedition, dort die Anregung zur Errichtung eines meteorologischen Observatoriums. St. Helena liegt im Herzen der Passatregion des Südatlantischen Ozeans. Die Errichtung eines Observatoriums daselbst, ausgerüstet mit den neueren registrierenden Apparaten, wäre gewiß von großer Wichtigkeit für die Meteorologie[2]). Die kolonialen Finanzen waren aber damals in einem Zustande der Depression und es wurde deshalb das Meteorological Council um Beistellung von Instrumenten angegangen. Das Council verfügte aber auch nur über geringe Mittel und konnte nur ein Anemometer beistellen, welches eben von Helgoland zurückgekommen war.

Dieses Anemometer wurde nun auf St. Helena (St. Matthew Vicarage) in Tätigkeit gesetzt, und leistete mit geringen Unterbrechungen gute Dienste bis Mitte 1904. Um diese Zeit war jener Teil der Spirale, welcher die südöstlichen Winde registrierte, schon fast vollkommen abgeschliffen (ganz eben geworden) und funktionierte deshalb nicht mehr[3]). Das Instrument mußte zur Reparatur nach England zurückgesandt werden. Die mehrjährigen Registrierungen werden gegenwärtig im Meteorological Office reduziert. Shaw wollte aber vorläufig Gelegenheit nehmen, auf einige Ergebnisse hinzuweisen, welche, weil zu spekulativer Natur, sich nicht gut für die spätere offizielle Publikation der Ergebnisse eignen, ihm aber doch zu anregend scheinen, um gänzlich unterdrückt zu werden. Er möchte die Aufmerksamkeit lenken auf die Möglichkeit, daß bei eingehenderem Studium der Erscheinung sich eine effektive (a working connection) Beziehung zwischen den Pulsationen der Stärke

[1]) Siehe Meteorol. Zeitschr. XV (1880), S. 153 u. 393, und meine Bemerkungen dazu S. 158 bis 162.

[2]) Bekanntlich hat die britische Regierung schon in den Jahren 1841 bis 1845 ein magnetisch-meteorologisches Observatorium auf St. Helena, Hochebene von Longwood, unterhalten. Der Hauptzweck waren aber damals die magnetischen Beobachtungen. Über die meteorologischen Ergebnisse siehe Köppen, Klima der Insel St. Helena. Annalen der Hydrographie 1879, S. 500 usw.

[3]) In Wien geschah dasselbe mit jenem Teil der Spirale, welcher die nordwestlichen Winde zu registrieren hat, die Spirale mußte nach etwa 10 Jahren Dienstleistung ausgewechselt werden. Dem Anemometer (Typus Beckley) sollte daher stets eine Reservespirale beigegeben werden.

Digitized by Google

des Passats in der südlichen Hemisphäre und dem allgemeinen Typus des Wetters in einem so entfernten Teile der Erde, wie die Britischen Inseln, herausstellen könnte. Während die Passate als die am meisten direkt in Erscheinung tretenden Repräsentanten des dynamischen Effektes der Sonnenstrahlung betrachtet werden können, muß der Regenfall als in enger Beziehung stehend zu dem Prozeß der Verteilung dieser Energie über die Erdoberfläche angesehen werden. Mr. Shaw führt dies weiter aus und bemerkt, daß, von diesen zwei Indizes des allgemeinen Prozesses der Verteilung der Sonnenenergie, der eine, der Passat der stetigste, der andere dagegen der am meisten veränderliche von allen meteorologischen Phänomenen ist. Eine Beziehung zwischen den beiden aufzufinden, die doch eine Notwendigkeit in dem allgemeinen Prozeß der Zirkulation ist, wäre gewiß von großem meteorologischem Interesse und dürfte auch von immenser ökonomischer Wichtigkeit sein.

Shaw teilt dann in einem Diagramm den korrespondierenden Gang der monatlichen mittleren Windgeschwindigkeit des SE-Passats auf St. Helena 1892/1903 und des mittleren Regenfalles in England 1866/1900 mit, die wirklich ganz überraschend parallel verlaufen! Ebenso verfolgte der Autor die beiden Phänomene Jahr für Jahr, und da zeigte es sich, daß das Jahr 1903 eine exzeptionelle mittlere Stärke des SE-Passats hatte, 9.4 m/sec gegen 8.0 im 12jährigen Mittel. Nun trifft es sich, daß in England das Jahr 1903 einen ganz abnorm großen Regenfall hatte, während das Jahr 1893, das auf St. Helena eine geringe Windstärke zeigt, in England ein sehr trockenes war, namentlich im Frühling, wo die Stärke des SE-Passats ganz besonders niedrig war. Als Shaw ferner die Kurven des jährlichen Ganges der Windstärke auf St. Helena für die einzelnen Jahre zeichnete, fiel ihm auf, daß das Jahr 1898 von den übrigen dadurch abwich, daß es zwei Maxima der Windstärke hatte, das eine im März (und April), das andere im Oktober, statt des sonst einzigen Maximums im September. Unser Autor verglich nun den Regenfall in Südengland von Monat zu Monat in diesem auf St. Helena exzeptionellen Jahre mit dem Gange der entsprechenden Windstärken daselbst, und siehe, auch hier zeigte sich wieder eine merkwürdige Übereinstimmung. Auch der Regenfall in Südengland zeigte zwei Maxima, ein abnormes im Mai, und ein zweites im November, beide etwas verspätet gegen die Maxima der Windstärke auf St. Helena, wie es zu erwarten ist, wenn ein kausaler Zusammenhang zwischen beiden besteht. Das normale Oktobermaximum der Regenmenge in Südengland war 1898 auf den November verschoben, sowie auf St. Helena das normale Maximum der Windstärke vom September auf den Oktober. Das ist gewiß ein merkwürdiges Zusammentreffen.

Mr. Shaw ist aber vorsichtig genug, selbst hervorzuheben, daß, während auf St. Helena das Maximum der Windstärke regelmäßig im September eintritt, in Südengland jeder Monat der regenreichste sein kann, und daß im allgemeinen auch die Jahre, nach der Regenmenge geordnet, nicht sich decken mit jenen auf St. Helena, wenn sie nach der Windstärke aneinandergereiht werden. Trotzdem meint Shaw, daß die oben von ihm aufgedeckten Fälle gegenseitiger Beziehungen zwischen der Windstärke auf St. Helena und der Regenmenge in Südengland kaum rein zufällige sein können. Er meint deshalb, daß es immerhin nützlich sein möchte, auf diese Beziehungen zwischen den Pulsationen in der Stärke des SE-Passats auf St. Helena und der Stärke des Regenfalls in NW-Europa hinzuweisen.

Wenn wir um unser Urteil gefragt würden, so müßten wir wohl gestehen, daß wir an so enge Beziehungen der beiden Phänomene nicht denken können und annehmen zu müssen glauben, daß die obigen Relationen doch nur ein Spiel

Digitized by Google

des Zufalls gewesen sein dürften. Es ist nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen nicht einzusehen, wie die variable Stärke des SE-Passats auf St. Helena so direkt sich in England fühlbar machen könnte, wenn man sich nicht zur Mauryschen Theorie der atmosphärischen Zirkulation bekennt. Für Maury wären allerdings die oben mitgeteilten Koinzidenzfälle ein wahrer Triumph gewesen. Wir rechnen es aber doch Herrn Shaw hoch an, daß er sich nicht gescheut hat, diese Anregungen, so bedauerlich bizarr (wie er sich selbst ausdrückt) sie scheinen mögen, vor die Öffentlichkeit gebracht zu haben. Wir danken ihm dafür, daß er den Finger auf eine Stelle gelegt hat, von der aus die neuere Meteorologie vielleicht noch bisher ungeahnte Erfolge erzielen mag. Vor allem anderen aber ist diese Anregung deshalb besonders dankenswert, weil sie zur Folge haben kann, daß man sich berufen fühlen dürfte, die Variationen der Stärke der Passatwinde fortlaufend zu überwachen. Und da eine solche Anregung von dem Chef des Meteorologischen Amtes in London ausgeht, ist einige Aussicht vorhanden, daß sie nicht ohne Folgen bleibt. Wenn wir bedenken, daß von der variablen Stärke des NE-Passats im Atlantischen Ozean höchst wahrscheinlich auch die veränderliche Masse warmen Wassers abhängt, welche der Golfstrom und die Antillenströmung in den Nordatlantischen Ozean ausgießt, und daß diese wieder die bedeutsamsten Folgen für die Klimaänderungen von NW- und W-Europa überhaupt haben dürfte, so erkennen wir, wie wichtig es wäre, wenn die variable Stärke des NE-Passats stetig kontrolliert werden könnte. Ich habe an einer anderen Stelle darauf hingewiesen, daß die Intensität des nordatlantischen Barometerminimums bei Island mit der variablen Stärke des NE-Passats zusammenhängen könnte (s. diese Zeitschrift 1905, S. 75 und Quart. Journ. R. Met. B. 31, S. 161). Wir haben in den Luftdruckdifferenzen zwischen Island und den Azoren ein Mittel, „einem Hauptfaktor des Klimas von NW- und Mitteleuropa gleichsam beständig den Puls zu fühlen“. Aber für die Stärke des NE-Passats fehlt uns ein derartiger bequemer Index. Meteorologische Stationen im äquatorialen Gebiet des Atlantischen Ozeans könnten dieses Mittel liefern. Vielleicht wären eine ständige Station auf den Kap Verdischen Inseln und eine zu Freetown, Sierra Leone, dazu geeignet, letztere liegt in der Hand Englands. Die Luftdruckdifferenzen Ponta Delgada und Funchal (Madeira) gegen die Kap Verden und Sierra Leone würden vielleicht für die Variationen in der Stärke des NE-Passats ein Maß abgeben, wie jene zwischen Ponta Delgada und Island für die nordatlantische Zirkulation. Die Luftdruckstationen: St. Helena, Ascension, Sierra Leone und Kap Verden, Azoren und Madeira, mit Island würden vielleicht gestatten, die Pulsationen der atlantischen atmosphärischen und damit wahrscheinlich auch teilweise der ozeanischen Zirkulation ständig verfolgen zu können. Stationen in Guayana (auch Trinidad) und auf Bermuda würden eine wichtige Ergänzung bilden.

Hoffen wir, daß die Anregung, die Shaw gegeben hat, zu einer derartigen Überwachung der atlantischen Zirkulation führen möge.

Kleinere Mitteilungen.

Wintergewitter. Am 31. Januar d. J. wurde in Südsteiermark zwischen $2^1/_2$ und $3^1/_2$ Uhr nachmittags an vielen Orten ein mit starkem Wind und Schneegestöber verbundenes Gewitter beobachtet. Über dasselbe langten an der Meteorologischen Zentralanstalt in Wien 10 Meldungen ein. Das Gewitter hatte die Richtung aus Norden und zog in etwa 10 Minuten an den Orten vorüber. Die Wetterkarte von 7^a des 31. Januar zeigt

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

nen etwas nach Südosten über die Alpen reichenden Keil hohen Druckes von Westen mit emlich starkem Druckgefälle gegen Osten und einer Depression im Mittelmeer.

Eine Feuerkugel wurde am 28. Januar d. J. in Korneuburg in Niederösterreich um h 40m p in westlicher Richtung beobachtet. Der Beobachter beschreibt dieselbe als eine cheibe in der Größe der untergehenden Sonne mit einem Feuerstrahl, der auf der rechten eite aus ihr herausragte. Die Erscheinung war ungefähr fünf Minuten sichtbar und verchwand sodann gegen die Erde.

Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Ost-Spitzbergen 1894/95. rof. Mohn teilt in dem großen Werke, welches seine Bearbeitung und Diskussion der meteorogischen Beobachtungen während der Polarexpedition Nansens enthält, in einem Appendix S. 654 bis 655) die Beobachtungen mit, welche Martin Ekroll auf dem Schooner Willem arendts während einer Überwinterung auf der Ostseite des Storfjord, 77° 30′ N, und auf ndersons Insel im Storfjord unter 78° 20′ N angestellt worden sind. Die Bearbeitung er Ergebnisse hat im norwegischen meteorologischen Institut stattgefunden. Wir teilen achfolgend in etwas abgekürzter Form die Ergebnisse dieser beiden Beobachtungsreihen mit:

1894/95	Storfjord 77° 30′ N. 20° 55′ E							Andersons Insel 78° 20′ N, 20° 44′ E		
		Temperatur				Zahl der Tage mit		Temperatur		
	Luftdruck	Mittel	Max.	Min.	Bewölkung	Regen	Schnee	Mittel	Max.	Min.
September .	764.0	— 1.3	10.0	— 9.0	6.5	0	8	— 3.0	7.7	— 8.8
Oktober . .	58.7	— 11.9	1.0	— 22.0	5.8	1	7	— 13.4	— 0.2	— 23.4
November .	57.1	— 11.9	1.0	— 28.0	7.5	3	7	— 11.4	1.7	— 24.2
Dezember . .	51.5	— 23.2	— 4.6	— 39.3	5.0	0	13	— 23.0	— 3.8	— 32.0
Januar . . .	58.3	— 18.6	— 1.0	— 39.0	6.7	0	12	— 20.5	— 2.4	— 36.8
Februar . .	68.3	— 25.9	— 8.0	— 40.0	4.7	0	6	— 25.0	— 4.7	— 37.4
März	61.2	— 20.9	— 5.0	— 35.0	5.5	0	12	— 24.0	— 5.5	— 37.0
April	59.2	— 13.7	0.0	— 39.0	6.7	0	15	— 15.9	0.5	— 37.0
Mai	59.4	— 2.8	9.0	— 12.5	6.5	2	12	— 4.0	6.0	— 14.0
Juni	60.3	1.5	5.0	— 8.0	4.8	0	6	—	—	—

Häufigkeit der Winde und Kalmen in Prozenten im Mittel beider Stationen.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
September .	13	21	2	14	9	10	6	10	15
Oktober . .	18	36	12	12	14	1	0	3	4
November .	13	27	12	7	21	10	1	1	8
Dezember .	6	30	19	10	3	2	2	4	24
Januar . .	5	24	10	3	21	3	0	1	33
Februar . .	10	23	5	6	10	9	0	1	36
März . . .	11	21	14	7	12	4	2	0	29
April . . .	9	19	12	7	20	2	2	2	27
Mai	19	11	6	11	20	5	2	7	19

Dr. P. Polis: Ergebnisse der Luftdruckregistrierungen zu Aachen 1896 bis 1903. (Auszugsweise aus dem Deutschen Meteorologischen Jahrbuche für Aachen 1902, mitgeteilt vom Verfasser.)

Die tägliche Periode des Luftdruckes bietet bekanntermaßen ein sehr großes theoretisches Interesse; in unseren Breiten kommt sie erst in den Monatsmitteln zum Ausdrucke, da die Luftdruckregistrierungen am meisten von den unperiodischen Änderungen des Luftdruckes durchsetzt sind.

Zu Aachen reichen die Luftdruckregistrierungen bis zum Jahre 1895; es bezieht sich daher die Verarbeitung des Materials auf den achtjährigen Zeitraum 1896—1903, deren mittlere Stundenwerte Tabelle I bzw. die Abweichungen vom mittleren Monatswerte Tabelle II enthält. In den Jahreswerten zeigt die tägliche Periode für Aachen die bekannten Maxima um 10 Uhr vormittags und abends, sowie Minima um 4 Uhr mittags und abends; während im Laufe des Jahres Verschiebungen eintreten, die sich in der Winterzeit in einer Verfrühung, in der Sommerzeit hingegen in einer Verspätung der Extreme äußern.

Am deutlichsten wird der tägliche Barometergang und sein Wechsel in den einzelnen Jahreszeiten in der Form eines Isopletendiagramms (Tafel I) zum Ausdruck gebracht. Ein solches Diagramm entspricht den Höhenschichtenkarten der Topographie, indem die Monate die geographischen Längen, die Tagesstunden die geographischen Breiten und endlich die

Digitized by Google

Isoplethenkurven die Isohypsen darstellen. Hier sind die Abweichungen vom Tagesmittel zugrunde gelegt, und zwar die positiven durch ausgezogene, die negativen durch gestrichelte Kurven dargestellt. Von den zweierlei in ihr vertretenen Arten von Kurvenzügen entsprechen die in sich zurücklaufenden geschlossenen den Maximis und Minimis der Luftdruckwellen, während die langgestreckten die vermittelnden Übergänge herstellen.

Das Isoplethendiagramm wird von mehreren Wellenzügen durchsetzt und zwar von zwei Wellenbergen, zwischen denen zwei Wellentäler liegen; diese entsprechen den vor- und nachmittäglichen Extremen des Luftdruckes. Das Vormittagsmaximum gleicht einem langgestreckten Grat, dem drei größere Einzelerhebungen aufgesetzt sind: eine zwischen dem 10. März und Ende Mai von 10^a bis 8^a, wohingegen sich im Herbst eine weitere, Ende September bis Anfang November, von 9^a bis 11^a einstellt. Kleinere sekundäre Maxima machen sich in den Frühstunden 2^a bis 3^a während der letzten Herbst- und ersten Wintermonate, sowie im Februar und März bemerkbar; ihr Vorhandensein hat zuerst Herr Rykatschew[1]) für St. Petersburg, neuerdings Herr Börnstein[2]) für Berlin nachgewiesen.

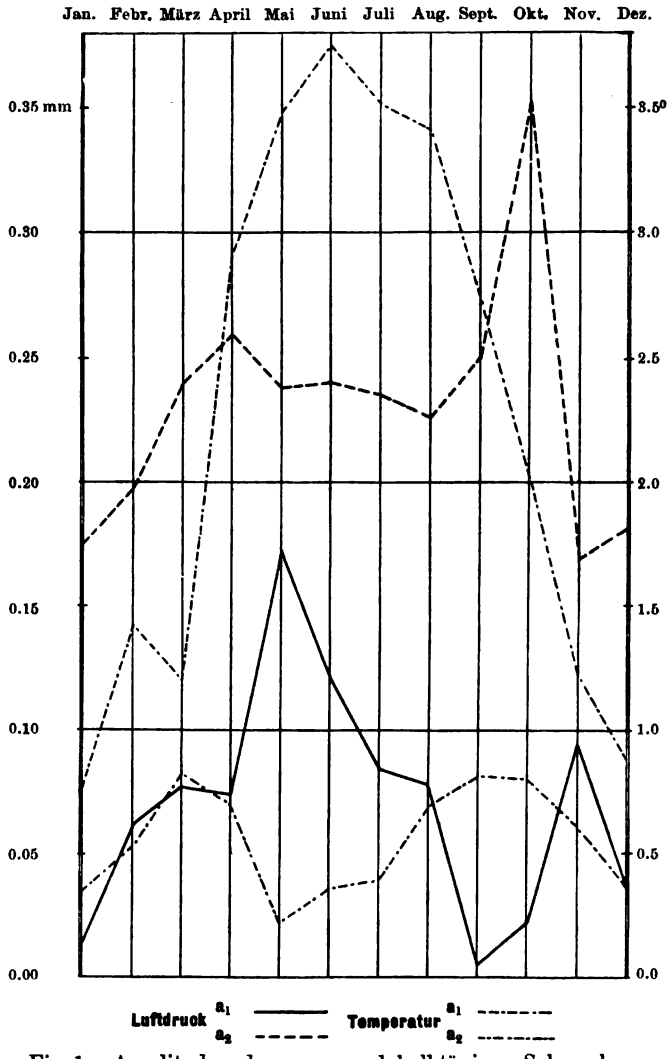


Fig. 1. Amplituden der ganz- und halbtägigen Schwankung.

Zu beiden Seiten des Grats liegen die Täler der beiden Hauptminima. Das vormittägliche Hauptminimum stellt ein langgestrecktes Tal mit mehreren Vertiefungen auf der Sohle dar, von denen eine vom 5. bis 20. April 4^a bis 5^a, eine andere vom 10. September bis 20. Oktober $3^1/_2{}^a$ bis $5^1/_2{}^a$, sowie endlich eine weitere vom 15. bis 25. Dezember 5^a bis 6^a sich erstreckt. Das Nachmittagsminimum fällt von allen Seiten her zu einer Senkung der Talsohle ab, deren tiefste Stelle von Ende April bis Ende Juni 3^p bis 6^p reicht. Das nachmittägliche Maximum stellt einen Berg dar, dessen Gipfel zwischen dem 10. Juni bis Mitte Juli und 10^p bis $11^1/_2{}^p$ liegt; kleinere Gipfel treten von Anfang September bis Mitte Oktober 9^p bis 10^p und etwa Mitte Dezember bis Mitte Januar um die 9. Stunde auf.

Außer der Verschiebung der Wendestunden zeigt sich der Einfluß der Jahreszeiten noch in einer Beeinflussung der Amplitude und zwar in der Weise: in der Sommerzeit haben die nachmittäglichen Extreme (1. Juli der nachfolgenden Zusammenstellung) die

[1]) Rykatschew: „La marche diurne du baromètre en Russie". Repert. für Meteorologie 6, 1879.

[2]) Börnstein: „Über den täglichen Gang des Luftdruckes in Berlin". Verh. d. Deutschen Phys. Ges. 6, Nr. 11/12, vorläufige Mitteilung; sowie Sitz.-Ber. der Wiener Akad. 113, Juni 1904.

Digitized by Google

größten Werte, in der Winterzeit hingegen die vormittäglichen (1. Januar). Im engsten Zusammenhange hiermit ist im Januar am stärksten das Vormittagsmaximum, im Juli hingegen das nachmittägliche ausgeprägt; während in den Übergangsmonaten April und Oktober sich die beiden zugehörigen Maxima gegenseitig das Gleichgewicht halten. Entsprechend dem vorwiegend ozeanischen Einflusse sinkt für Aachen (ebenso wie etwa für Paris [1]) bei den Minimis der Luftdruck zu allen Jahreszeiten unter das Tagesmittel; bei den Stationen mit kontinentaler Lage, z. B. Wien [1]), geht das Morgenminimum im Juni und Juli nicht unter das Tagesmittel herunter.

Sobald man jedoch eine Trennung der Luftdruckbeobachtungen an heiteren und trüben Tagen vornimmt, so zeigt sich an heiteren Tagen eine Verstärkung des Vormittagsmaximums und Nachmittagsminimums, also eine Vergrößerung der täglichen Amplitude, an trüben hingegen des Nachmittagsmaximums.

Diese große Verschiedenheit des täglichen Ganges an heiteren und trüben Tagen beruht auf der Abhängigkeit der ganztägigen Barometerschwankung von den Witterungseinflüssen. Es entspricht der tägliche Gang an heiteren Tagen demjenigen der Kontinentalstationen, umgekehrt derjenige der trüben Tage dem täglichen Luftdruckgange in den Küstengebieten. Dementsprechend bleibt auch im Juli an trüben Tagen das Vormittagsmaximum unterhalb des Normalmittels, wohingegen an heiteren Tagen das Vormittagsmaximum nicht unter das Normalmittel heruntergeht.

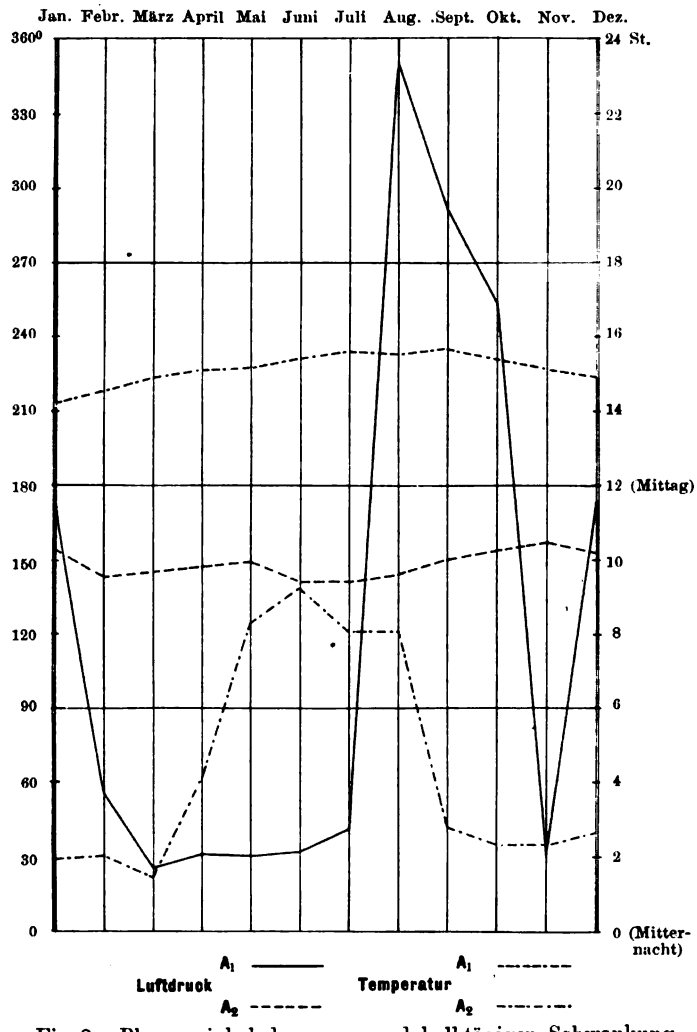


Fig. 2. Phasenwinkel der ganz- und halbtägigen Schwankung.

Aus diesen Gründen haben auch, mit Ausnahme des Oktober, bei heiteren Tagen die Vormittagsextreme, bei trüben hingegen die Nachmittagsextreme die größte Amplitude, wie dies die beigegebene Zusammenstellung zeigt:

Amplituden des täglichen Ganges.

		Jan.	April	Juli	Okt.
△ I. Maximum und I. Minimum	heitere Tage	0.62	0.82	0.43	0.44
	trübe Tage .	0.31	—	0.13	0.30
	alle Tage. .	0.55	0.46	0.28	0.61
		Jan.	April	Juli	Okt.
△ II. Maximum u. II. Minimum	heitere Tage	0.33	0.57	0.75	0.74
	trübe Tage .	0.60	—	0.76	0.70
	alle Tage. .	0.34	0.56	0.62	0.48

[1]) Hann: „Lehrbuch der Meteorologie", Leipzig 1901, S. 179.

Digitized by Google

Die doppelte tägliche Barometerschwankung ist bekanntlich eine Schwingung der Atmosphäre selbst; bezüglich ihrer Erklärung sei auf die einschlägigen Arbeiten der Herren Hann[1]) und Margules[2]) verwiesen. Die für Aachen aus den jährlichen Werten abgeleitete Formel des täglichen Ganges lautet wie folgt:

$$y = 0.0564\ sin\,(25^0\,3' + x) + 0.2280\ sin\,(148^0\,26' + 2\,x) + 0.0251\ sin\,(0^0 + 3\,x) + 0.012\ sin\,1(273^0 + 4\,x).$$

Weiter wurden die harmonischen Konstituenten von Luftdruck und Temperatur der einzelnen Monate berechnet, um auch die gegenseitigen Beziehungen, welche Herr Börnstein[3]) für Berlin fand, weiter verfolgen zu können. Die Resultate dieser Berechnungen veranschaulichen Fig. 1 und 2.

Die ganztägige Periode des Luftdruckes, ausgedrückt durch das erste Glied der Formel, ist von den lokalen Witterungseinflüssen abhängig; ihre Größe wie ihre Eintrittszeit ändert sich daher während der einzelnen Jahreszeiten, als auch je nach den Bewölkungsverhältnissen (vgl. Amplitude an heiteren und an trüben Tagen). Demgemäß haben auch a_1, Amplitude für Druck und Temperatur, nahezu gleichartigen Verlauf, indem die größten Werte auf die warme, die kleinsten hingegen in die kalte Jahreszeit fallen. Die halbtägige Periode a_2 (Fig. 1) schwankt zweimal auf und nieder mit Maximis um die Nachtgleichen, also März, April und September, Oktober, während die entsprechenden Minima in der kältesten und wärmsten Jahreszeit eintreten. Einem analogen Kurvengang begegnen wir bei den Berliner[4]) Beobachtungen. Bezüglich der Phasenzeiten zeigt die ganztägige Temperaturwelle A_1 und die halbtägige Luftdruckwelle A_2 sehr geringe Jahresänderungen (Fig. 2). Die halbtägige Temperaturschwankung A_2 und die ganztägige Luftdruckschwankung A_1 jedoch unterliegen innerhalb des Jahres einem periodischen Wechsel, indem beide in der wärmeren Jahreszeit früher als in der kälteren auftreten.

Diese Ausführungen bestätigen zunächst die Beziehungen der ganztägigen Schwankungen von Temperatur und Druck zueinander, indem die durch die ganztägige Schwankung der Temperatur erzeugte Druckwelle im Sommer größer als im Winter ist. Auch bezüglich der halbtägigen Schwankungen liefern sie einen weiteren Beweis für einen inneren Zusammenhang, da sich gerade, wie für die Berliner Beobachtungen, das doppelte Maximum um die Zeit der Nachtgleichen für Temperatur und Druck herleiten ließ. Es gewinnt daher mehr und mehr den Anschein, daß auch die Wärmeverhältnisse der untersten Luftschichten von Einfluß auf die doppelte tägliche Barometerschwankung sind.

Schließlich wurden auch noch die Beziehungen zwischen Temperatursturz und Luftdruckanstieg bei Gewittern und Böen untersucht, deren Ergebnisse nachstehende Zusammenstellung enthält.

Die Entstehung dieser Druckstufe ist auf Dichtigkeitsänderungen der Luftmassen zurückzuführen, infolgedessen das Herunterstürzen erkalteter Luftmassen die Druckstufe erzeugt; letztere kann daher durch die Tageszeit und die Höhenlage des Ortes, an welchem die Erscheinung eintritt, beeinflußt werden.

Diese Zusammenstellung lehrt zunächst, daß für den gleichen Temperatursturz von 1° die zugehörige Druckstufe nicht die gleiche ist, indem letztere zwischen 0.1 mm und 0.9 mm schwankt. Trotzdem läßt sich im allgemeinen feststellen, daß großen Temperaturstürzen auch größere Druckstufen entsprechen. Die großen Druckstufen von mehr als 0.5 mm kommen alle in den Nachmittagsstunden nach 5^p bzw. von 7^p an vor, wo eben die Temperaturabnahme am stärksten ist, somit der labile Gleichgewichtszustand in der Atmosphäre am leichtesten eintreten kann. Durch geringe Druckstufen hingegen sind vor allem die

[1]) Hann: „Untersuchung über die tägliche Oszillation des Barometers". Denkschr. der Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien 55. — Derselbe: „Weitere Beiträge zu den Grundlagen für eine Theorie der täglichen Oszillation des Barometers". Diese Zeitschr. 1898, S. 361—387. — Derselbe: „Über eine doppelte tägliche Periode der Windkomponenten auf den Berggipfeln". Diese Zeitschr. 1903, S. 501—512.

[2]) Margules: „Über die Schwingungen periodisch erwärmter Luft". Sitzber. der Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien 99, S. 204, 1890. — Derselbe: „Luftbewegung in einer rotierenden Sphäroidschale". Ebenda 102, 1893. — Vgl. vor allem Trabert: „Die Theorie der täglichen Luftdruckschwankungen von Margules und die tägliche Oszillation der Luftmassen". Diese Zeitschr. 1903, S. 481—501, 544—563.

[3]) Börnstein: „Der tägliche Gang des Luftdruckes in Berlin". Sitzber. der Wiener Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 113, Abt. II vom Juni 1904.

[4]) Ebenda S. 738.

Digitized by Google

Vormittagsstunden gekennzeichnet. Der größte Temperatursturz in der Zeit vom 17. Juli 1903 bis 31. Juli 1903 erfolgte am 18. und 20. Juli 1903 mit 5°, wurde jedoch bei dem Gewittersturm am 26. Juli 1902 (mit 8.6°) übertroffen. Die größte Luftdruckstufe trat am 5. September 1903 mit 2.8 mm ein.

Die Vorgänge bei Luftdruckstufen.

	Datum	Anfang Ortszeit	Dauer in Minuten	Luftdruckanstieg	Temperatursturz	Druckstufe bei 1° Temperatursturz	Wind: Böe: Ortszeit	Wind: Böe: Richtung	Wind: Böe: Geschwindigkeit	Wind: Stundenwert: Richtung	Wind: Stundenwert: Geschwindigkeit
				mm	°C	mm			m/sec		m/sec
1903.	17. Juli . .	3^{30}p	60	1.2	4.7	0.26	—	—	—	W	4.0
	18. Juli . .	4^{06}p	15	1.0	5.0	0.20	4^{24}–4^{29}p	SW	11.2	WSW	5.4
	30. Juli . .	4^{36}p	60	0.6	5.0	0.12	4^{36}–5^{20}p	N	4.9	N	4.4
	9. August	3^{15}a	60	0.9	2.2	0.41	?	?	?	?	?
	19. August	11^{00}a	50	0.5	3.5	0.14	11^{37}–11^{45}a	SW	8.1	WSW	4.0
	19. August	1^{30}p	30	1.0	4.5	0.22	1^{57}–2^{04}p	W	14.5	SW	4.0
	5. Septbr.	6^{00}p	25	0.5	1.2	0.42	—	—	—	W	5.3
	5. Septbr.	6^{50}p	30	2.8	4.6	0.61	7^{27}–7^{33}p	W	10.7		
	5. Oktober	7^{10}p	50	1.2	1.4	0.86	7^{01}–7^{06}p	SW	15.8	SW	12.0
	21. Novbr.	4^{40}p	10	0.8	2.3	0.35	4^{14}–4^{19}p	N	11.2	NNW	12.0
1904.	14. Januar.	8^{00}a	15	1.2	3.9	0.31	—	—	—	SW	11.2
	17. Februar	4^{50}p	20	1.0	3.6	0.27	—	—	—	SW	11.4
	30. März .	2^{10}p	20	0.9	2.5	0.36	2^{06}–2^{21}p	W	10.2	WNW	7.2
	7. April .	5^{00}p	10	1.3	2.5	0.52	5^{13}–5^{18}p	W	17.3	WNW	9.0
	13. April .	12^{40}p	30	0.5	2.0	0.25	—	—	—	S	2.6
	21. Mai . .	5^{40}p	15	0.6	1.5	0.40	5^{50}–6^{00}p	W	8.1	SW	4.3
	6. Juni . .	1^{10}p	50	0.2	3.8	0.05	1^{10}–1^{16}p	W	8.1	W	2.2
	17. Juni . .	10^{20}p	40	0.6	1.2	0.50	10^{11}–10^{10}p	E	9.4	SE	4.4
	25. Juni . .	3^{30}a	20	0.5	3.5	0.14	3^{30}–4^{00}a	NE	7.8	WNW	5.6
	24. Juli . .	9^{00}p	30	0.4	1.5	0.27	—	—	—	E	2.2
	25. Juli . .	4^{35}p	30	0.4	3.5	0.11	4^{25}–4^{30}p	E	6.6	E	3.0
	26. Juli . .	4^{27}p	7	0.4	4.3	0.09	4^{31}–4^{37}p	E	18.9	SW	4.3
	28. Juli . .	2^{30}p	30	0.5	3.5	0.14	2^{37}–2^{43}p	N	11.2	WNW	4.0

Auch zeigt sich, daß die Druckstufen von entsprechenden Windböen meist aus westlichen Richtungen begleitet sind; naturgemäß gaben sich die Böen oft nur durch eine Geschwindigkeitszunahme im Vergleiche zum zugehörigen Stundenwerte zu erkennen.

Mittlerer täglicher Gang des Luftdruckes zu Aachen 1896—1903.

50° 47′ nördl. Br., 6° 5′ östl. L. v. Gr., 168,7 m Seehöhe.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
	Luftdruck in Millimeter, 700 + ⋯												
1a	48.62	47.08	43.84	46.18	46.09	46.80	47.56	46.93	47.18	45.92	48.11	45.49	46.54
2a	48.66	47.02	43.76	46.06	46.02	46.70	47.44	46.85	47.09	45.83	48.10	45.47	46.48
3a	48.71	46.91	43.61	45.97	45.93	46.60*	47.33	46.75	46.98	45.72	47.98	45.42	46.38
4a	48.62	46.84	43.55*	45.90*	45.92*	46.60*	47.29*	46.72*	46.92	45.68*	47.92	45.32	46.33*
5a	48.51	46.78*	43.55*	45.92	46.00	46.67	47.36	46.76	46.90*	45.69	47.89*	45.24*	46.33*
6a	48.50*	46.81	43.60	46.04	46.08	46.74	47.42	46.86	47.01	45.75	47.89*	45.27	46.39
7a	48.59	46.88	43.73	46.18	46.21	46.83	47.55	46.98	47.15	45.94	48.00	45.36	46.52
8a	48.74	47.02	43.88	46.27	46.28	46.92	47.62	47.08	47.31	46.12	48.15	45.51	46.63
9a	48.92	47.12	43.93	46.36	46.29	46.93	47.65	47.15	47.44	46.24	48.23	45.69	46.73
10a	49.05	47.12	43.97	46.36	46.27	46.90	47.67	47.17	47.45	46.29	48.27	45.81	46.75
11a	48.98	47.19	43.92	46.29	46.15	46.88	47.64	47.08	47.36	46.23	48.20	45.73	46.70
Mittag	48.79	47.08	43.85	46.17	46.05	46.79	47.54	47.03	47.27	46.10	48.02	45.54	46.58
1p	48.57	46.90	43.66	46.09	45.91	46.69	47.42	46.93	47.16	45.89	47.84	45.40	46.43
2p	48.50*	46.72	43.49	45.97	45.82	46.61	47.34	46.81	47.06	45.79	47.70	45.30*	46.32
3p	48.52	46.67	43.41	45.82	45.70	46.51	47.28	46.73	46.97	45.68*	47.69*	45.32	46.25
4p	48.57	46.65*	43.36*	45.78*	45.64	46.43	47.23	46.65	46.92*	45.68*	47.72	45.38	46.23*
5p	48.66	46.72	43.41	45.80	45.63*	46.36*	47.18*	46.59*	46.93	45.77	47.79	45.44	46.25
6p	48.69	46.88	43.54	45.86	45.69	46.41	47.22	46.62	47.00	45.92	47.90	45.49	46.33
7p	48.79	47.01	43.72	46.04	45.83	46.55	47.33	46.76	47.21	46.02	47.98	45.58	46.46
8p	48.85	47.06	43.81	46.24	46.01	46.71	47.49	46.96	47.33	46.09	48.06	45.62	46.58
9p	48.86	47.09	43.86	46.33	46.21	46.96	47.69	47.07	47.38	46.16	48.06	45.64	46.66
10p	48.85	47.10	43.87	46.33	46.25	47.04	47.76	47.09	47.38	46.14	48.06	45.62	46.69
11p	48.84	47.08	43.83	46.34	46.25	47.05	47.79	47.07	47.32	46.08	48.02	45.62	46.67
Mitternacht	48.81	47.08	43.80	46.31	46.21	47.02	47.73	47.00	47.29	46.10	47.98	45.56	46.63
Mittel	48.72	46.95	43.70	46.11	46.02	46.74	47.48	46.90	47.17	45.95	47.98	45.49	46.50
Höchstes Mittel	55.73	55.32	48.70	52.91	50.57	48.66	48.74	49.45	50.94	51.61	52.86	50.56	47.62

Digitized by Google

Abweichung der Stundenmittel vom Tagesmittel in Millimeter.

1a	−0.10	+0.13	+0.14	+0.07	+0.07	+0.06	+0.08	+0.03	+0.01	−0.03	+0.13	0.00	+0.04
2a	−0.06	+0.07	+0.06	−0.05	0.00	−0.04	−0.04	−0.05	−0.08	−0.12	+0.12	−0.02	−0.02
3a	−0.01	−0.04	−0.09	−0.14	−0.07	−0.14*	−0.15	−0.15	−0.19	−0.23	0.00	−0.07	−0.12
4a	−0.10	−0.11	−0.15*	−0.21*	−0.10*	−0.14*	−0.19*	−0.18*	−0.25	−0.27*	−0.06	−0.17	−0.17*
5a	−0.21	−0.17*	−0.15*	−0.19	−0.02	−0.07	−0.12	−0.14	−0.27*	−0.26	−0.09*	−0.25*	−0.17*
6a	−0.22*	−0.14	−0.10	−0.07	+0.06	0.00	−0.06	−0.04	−0.16	−0.20	−0.09*	−0.22	−0.11
7a	−0.13	−0.07	+0.03	+0.07	+0.19	+0.09	+0.07	+0.08	−0.02	−0.01	+0.02	−0.13	+0.02
8a	+0.02	+0.07	+0.13	+0.16	+0.26	+0.18	+0.14	+0.18	+0.14	+0.17	+0.17	+0.02	+0.13
9a	+0.20	+0.17	+0.23	+0.25	+0.27	+0.19	+0.17	+0.25	+0.27	+0.29	+0.25	+0.20	+0.23
10a	+0.33	+0.17	+0.27	+0.25	+0.25	+0.16	+0.19	+0.27	+0.28	+0.34	+0.29	+0.32	+0.25
11a	+0.26	+0.24	+0.22	+0.18	+0.13	+0.14	+0.16	+0.18	+0.19	+0.28	+0.22	+0.24	+0.20
Mittag	+0.07	+0.13	+0.15	+0.06	+0.03	+0.05	+0.06	+0.13	+0.10	+0.15	+0.04	−0.05	+0.08
1p	−0.15	−0.05	−0.04	−0.02	−0.11	−0.05	−0.06	+0.03	−0.01	−0.06	−0.14	−0.09	−0.07
2p	−0.22*	−0.23	−0.21	−0.14	−0.20	−0.13	−0.14	−0.09	−0.11	−0.16	−0.28	−0.19*	−0.18
3p	−0.20	−0.28	−0.29	−0.29	−0.32	−0.23	−0.20	−0.17	−0.20	−0.27*	−0.29*	−0.17	−0.25
4p	−0.15	−0.30*	−0.34*	−0.33*	−0.38	−0.31	−0.25	−0.25	−0.25*	−0.27*	−0.26	−0.11	−0.27*
5p	−0.06	−0.23	−0.29	−0.31	−0.39*	−0.38*	−0.30*	−0.31*	−0.24	−0.18	−0.19	−0.05	−0.25
6p	−0.03	−0.07	−0.16	−0.25	−0.33	−0.33	−0.26	−0.28	−0.17	−0.03	−0.08	0.00	−0.17
7p	+0.07	+0.06	+0.02	−0.07	−0.19	−0.19	−0.15	−0.14	+0.04	+0.07	0.00	+0.09	−0.04
8p	+0.13	+0.11	+0.11	+0.13	−0.01	−0.03	+0.01	−0.06	+0.16	+0.14	+0.08	+0.13	+0.08
9p	+0.14	+0.14	+0.16	+0.22	+0.19	+0.22	+0.21	+0.17	+0.21	+0.21	+0.08	+0.15	+0.16
10p	+0.13	+0.15	+0.17	+0.22	+0.23	+0.30	+0.28	+0.19	+0.21	+0.19	+0.08	+0.13	+0.19
11p	+0.12	+0.13	+0.13	+0.23	+0.23	+0.31	+0.31	+0.17	+0.15	+0.13	+0.04	+0.13	+0.17
Mitternacht	+0.09	+0.13	+0.10	+0.20	+0.19	+0.28	+0.25	+0.10	+0.12	+0.15	0.00	+0.07	+0.13

Meteorologisches Observatorium Aachen, im März 1905.

Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Die Bestrahlung der Erde durch die Sonne wurde u. a. von Lambert, Meech und Wiener theoretisch behandelt, und von diesen hat insbesondere der letztere eine ziemlich erschöpfende und zwar rein mathematische Bearbeitung des Gegenstandes geliefert[1]). Bei ihm findet sich auch eine graphische Darstellung der Stärke der täglichen Insolation, jedoch nur für einige spezielle Fälle, durchgeführt. Nun erkennt man hieraus zwar den Verlauf der Intensität während eines Tages, es dürfte aber doch einige Vorteile bieten, wenn man gleichzeitig auch die Änderungen der Stärke und Dauer der Bestrahlung mit wechselnder Breite und zu verschiedenen Jahreszeiten während einiger aufeinanderfolgender Tage übersehen könnte.

Ich habe deshalb auf Anregung meines Lehrers, Herrn Geheimrat W. v. Bezold, versucht, eine ausgedehntere graphische Darstellung zu liefern, die vielleicht geeignet sein mag, einen raschen Überblick über alle in Betracht kommenden Verhältnisse zu gewähren.

Die einzelne Tageskurve entsteht dadurch, daß die Stunden als Abszissen und die zugehörigen Werte der Intensitäten als Ordinaten abgetragen werden. Hierbei ist die Intensität I_0 bei senkrechter Inzidenz gleich 1 gesetzt und hierfür eine passende Länge willkürlich gewählt. Die Stärke der Bestrahlung, die ein horizontales Flächenstück bei schräg auffallenden Strahlen erfährt, ist dann proportional dem Kosinus des Einfallswinkels ε, der mit der Zenitdistanz der Sonne übereinstimmt. Es ist also

$$I = I_0 \cos\varepsilon = \cos\varepsilon.$$

Bei gegebener geographischer Breite β, Deklination δ und Stundenwinkel t berechnet sich dann dieser Wert nach der einfachen Formel:

$$\cos\varepsilon = \sin\beta \sin\delta + \cos\beta \cos\delta \cos t,$$

wobei die Änderung von δ während eines Tages nicht berücksichtigt ist.

Die Kurve, die auf diese Weise zustande kommt, ist eine Sinusoide. Die Abszissenachse wird geschnitten, wenn $\cos\varepsilon = 0$, also $\varepsilon = \frac{\pi}{2}$ ist, d. h. zur Zeit des Sonnenauf- und Unterganges t_0; dieser Zeitpunkt ergibt sich aus

$$\cos t_0 = -tg\beta\ tg\delta.$$

Die Intensität hat ein Maximum am Mittag, wo $t = 0$, also $\cos t = 1$ ist; dann ist

$$I_{max.} = \cos(\beta - \delta).$$

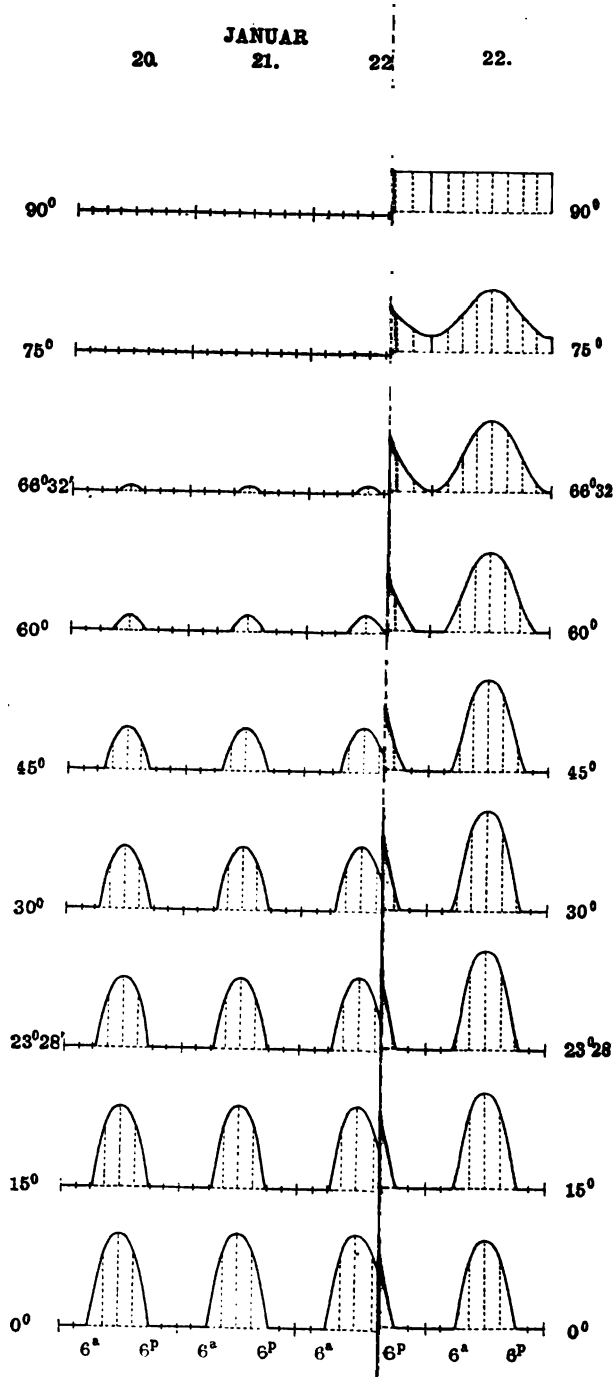
Das Minimum der Kurve tritt ein für $t = \pi$, $\cos t = -1$; es ist dann

$$I_{min.} = -\cos(\beta + \delta).$$

[1]) Österr. Zeitschrift f. Meteorologie 14, 1879.

Digitized by Google

Digitized by Google



eg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Dieser Wert kommt aber in der Zeichnung nur dann in Betracht, wenn $\beta + \delta \geqq \frac{\pi}{2}$ also in polaren Breiten.

Die Wendepunkte der Sinusoide ergeben sich aus

$$\frac{d^2 I}{dt^2} = -\cos\beta \cos\delta \cos t = 0,$$

also für

$$t = \pm \frac{\pi}{2},$$

d. h. 6 Stunden vor und nach Mittag. Für dieses t ist

$$I = \sin\beta \sin\delta.$$

In diesem Abstand von der Abszissenachse läuft die Achse der Sinusoide.

Für den Pol wird die Kurve eine Parallele zur Abszissenachse, da für $\beta = 90$ und konstantes δ

$$I = \sin\delta = const.$$

In beiliegender Tafel II sind die Werte der Intensität für jeden Tag von 3 zu 3 Stunden abgetragen, so daß auch die Werte für Maximum, Minimum und Wendepunkt einbegriffen sind.

Diese Tageskurven sind nun für ein Halbjahr der nördlichen Hemisphäre gezeichnet, für geographische Breiten, die vom Pol bis zum Äquator von 15 zu 15 Grad fortschreiten, wobei die Wendekreise noch besonders eingefügt sind. Es sind immer drei aufeinander folgende Tage der Monate Januar bis Juni gewählt, um die Dauer der Unterbrechung erkennbar zu machen, und zwar gerade der 20., 21. und 22. eines jeden Monats, um in die gleichweit abstehenden Gruppen auch Äquinoktium und Solstitium einreihen zu können. Für das zweite Halbjahr und die südliche Hemisphäre würden sich — abgesehen von geringeren Änderungen, die durch die hier nicht berücksichtigte elliptische Gestalt der Erdbahn bedingt wären — dieselben Kurven, nur in umgekehrter Reihenfolge, ergeben.

Man übersieht nun bei dieser Art der Darstellung zunächst, wie bedeutend die Schwankungen in Dauer und Intensität der Bestrahlung in polaren Breiten, wie gering sie dagegen in der Nähe des Äquators sind. Am Äquator selbst dauert die Insolation beständig 12 Stunden, die größte Schwankung beträgt nur $^1/_{10}$ der ganzen Intensität.

Im Winter — in vorliegender Zeichnung also Januar und Februar — nimmt die Intensität und Dauer vom Äquator gegen den Pol hin rasch ab. Das Maximum $I = 1$ liegt noch südlich des Äquators und zwar jeweils in derjenigen Breite, für die $\beta - \delta = 0$. Der Wert $I = 0$ am Mittag tritt jedesmal in der Breite ein, wo $\beta - \delta = \frac{\pi}{2}$.

Zur Zeit des Äquinoktiums ist die Bestrahlungsdauer für die ganze Erde 12 Stunden geworden, die Intensität durchläuft vom Pol zum Äquator alle Werte von 0 bis 1.

Nach dem Frühlingsäquinoktium nimmt die Dauer der Insolation gegen die nördlichen Breiten hin beträchtlich zu, erreicht den Grenzwert 24 Stunden, wenn $\varphi = 90 - \delta$; in den höheren Breiten ist sie $> 24^h$.

Beim Sommersolstitium endlich hat das Maximum sich bis zum Wendekreis verschoben. Die Dauer hat bereits beim Polarkreis den Wert 24^h erreicht. Am Pole beträgt die Intensität $^4/_{10}$; er erhält an diesem Tage die größte Strahlensumme auf der ganzen Erde.

Diese eben erwähnten Strahlensummen, die ein Punkt während eines Tages empfängt, sind repräsentiert durch die Flächen zwischen Kurve und Abszissenachse.

Bei der ganzen Betrachtung sind wie bei den Arbeiten der oben erwähnten Forscher nur die Verhältnisse des sog. solaren Klimas behandelt. Der Einfluß der Atmosphäre, der ellipsoidischen Gestalt der Erde und der Elliptizität der Erdbahn ist hier vernachlässigt. Die relativ geringen Änderungen, die sich aus der Berücksichtigung dieser Faktoren ergeben würden, wären ohne große Schwierigkeiten zu berechnen und in die Zeichnung einzufügen, aber abgesehen von einigen extremen Fällen würden die dadurch eintretenden Änderungen kaum merklich hervortreten. Ebenso könnte man aber auch die Ausstrahlung nach dem Weltraum, sowie die anderen Elemente, welche eine Wärmeentziehung bewirken, in Betracht ziehen. Würde man die Größe der Ausstrahlung als negative Koordinate auftragen, so ergäbe sich eine für das ganze Jahr kontinuierliche Kurve und die Fläche zwischen dieser Kurve und der Abszissenachse würde dann die abgegebene Wärmemenge darstellen. Die Summe der jährlichen Ein- und Ausstrahlung ist für die ganze Erde gleich Null. Die entsprechenden Flächen wären also inhaltsgleich. Nun gibt es aber Breiten mit überwiegender

Digitized by Google

jährlicher Einstrahlung und solche mit überwiegender jährlicher Ausstrahlung, dazwischen Linien gleicher Ein- und Ausstrahlung. Es gibt ferner, wenigstens in gemäßigten Breiten, eine Jahreszeit, in der die Einstrahlung und eine solche, in der die Ausstrahlung überwiegt.

Es würde sich also auch für jeden einzelnen Tag je nach Breite und Jahreszeit ein Überschuß an Ein- oder Ausstrahlung ergeben, dem in der graphischen Darstellung eine positive oder negative Differenz der Flächen entspräche. Für einige Tage würde diese Differenz Null werden, nämlich für die, welche zwischen den Zeiten überwiegender Ein- und Ausstrahlung liegen. S. Zöllner.

Literaturbericht.

Thévenet: Recherches sur la prévision du temps en Algérie. Alger 1905. 8°. 71 S. mit 8 Tafeln und 9 Figuren im Text.

In dieser Schrift hat Herr Thévenet, der Leiter des algerischen Wetterdienstes, eingehend die Luftdruckverhältnisse behandelt, bei denen in ganz Algerien und Tunis an einem oder mehreren aufeinander folgenden Tagen im Winter Regenwetter und bei denen dort mindestens fünf Tage lang im Winter trockenes Wetter herrscht. Für alle dem Eintritte starker Regenfälle und anhaltender Trockenheit vorangehenden Tage wurden von den wichtigeren meteorologischen Stationen nicht allein des algerischen Netzes, sondern des ganzen Mittelmeergebietes und des größten Teiles von Europa die Barometerangaben aufgesucht und ihre Mittelwerte berechnet. So ergaben sich die typischen Druckverteilungen, die in Karten zunächst für jeden der Monate Dezember, Januar und Februar einzeln, dann aber wegen ihrer Ähnlichkeit für alle drei gemeinsam dargestellt wurden.

Die typische Isobarenkarte für herannahendes Regenwetter zeigt eine Depression unter 759 mm auf dem westlichen Mittelmeerbecken, ein Hochdruckgebiet über 766 mm in Osteuropa, ein anderes Hochdruckgebiet über 765 mm auf dem Atlantischen Ozean westlich von Portugal und ein Gebiet mittleren Luftdrucks unter 763 mm, das vom westlichen Mittelmeer durch Mitteleuropa hindurch zur Nordsee führt, von wo aus der Luftdruck nach Nordwesten wieder abnimmt.

Die Mittelmeerdepressionen kommen größtenteils vom Atlantischen Ozean her, können aber die europäische Küste an sehr verschiedenen Stellen zuerst berühren. Wie sich aus der Untersuchung einer großen Anzahl von Wetterkarten ergeben hat, beträgt die Wahrscheinlichkeit, daß eine gut ausgeprägte Barometerdepression das westliche Mittelmeer erreichen wird, wenn sie zuerst bei Gibraltar auftritt: 72, bei Spanien: 92, bei Frankreich: 59, bei England: 37, bei Norwegen: 33 und bei Nordrußland: 14 Proz. Wenn aber gleichzeitig das östliche Europa von einer Antizyklone bedeckt wird, so wächst die Wahrscheinlichkeit für die bei Gibraltar und bei Spanien auftretenden Depressionen beinahe zur Gewißheit, für die bei Frankreich auftretenden steigt sie auf 86, bei England auf 69, bei Norwegen auf 37 Proz., während die Wahrscheinlichkeit, daß das Mittelmeer erreicht werden wird, für die bei Nordrußland auftretenden Depressionen dann sehr gering wird. Das Vorhandensein einer Antizyklone in Osteuropa hat also im allgemeinen die Wirkung, daß die vom Ozean nach der europäischen Küste gelangenden Depressionen stärker als sonst zum Mittelmeer hingezogen werden. Das auf der Typenkarte befindliche atlantische Maximum hingegen zeigt nur an, daß die allgemeinen Regen in Algerien erst dann wahrscheinlich werden, wenn die Mittelmeerdepression im Westen bereits durch einen Wall höheren Druckes abgeschlossen ist. Das Gebiet mittleren Luftdruckes zwischen Mittelmeer und Nordsee endlich ist daraus zu erklären, daß zahreiche Depressionen durch Europa hindurch nach dem westlichen Mittelmeerbecken wandern müssen.

Diese hauptsächlichen Ergebnisse seiner wertvollen Untersuchungen werden vom Verf. auch theoretisch erörtert, jedoch in mehr populär gehaltenen Auseinandersetzungen, die wohl nicht den Anspruch auf wissenschaftliche Strenge erheben wollen. Die Ortsveränderung der Depressionen z. B. erklärt er aus dem Zusammenwirken einer von ihnen mitgebrachten nach Ost gerichteten Geschwindigkeit mit der Luftverdünnung durch feuchte und warme Winde, ohne auf die in Europa vorhandenen Druckgradienten Rücksicht zu nehmen. Der populären Darstellungsweise ist es auch wohl zuzuschreiben, daß nähere Angaben über das der Untersuchung zugrunde liegende Material, die Beobachtungsjahre u. s. f. in der Veröffentlichung gänzlich fehlen, wodurch eine Nachprüfung der aufgefundenen, auch für die mitteleuropäi-

Digitized by Google

schen Witterungsverhältnisse keineswegs unwichtigen Beziehungen zwischen den Mittelmeerdepressionen und der allgemeinen Druckverteilung leider ausgeschlossen ist. Ebenso vermißt man Zahlenangaben über die Geschwindigkeit, mit der die atlantischen Barometerdepressionen von den verschiedenen Stellen der europäischen Küste nach dem westlichen Mittelmeere gelangen. Nur von den zuerst bei den Britischen Inseln auftretenden Depressionen wird bemerkt, daß sich in solchen Fällen sehr häufig nach Ablauf von zwei oder drei Tagen in der Nähe des Meerbusens von Genua ein sekundäres Minimum vorfindet, das dann am Orte selbst entstanden ist.

Viel kürzer wird von Herrn Thévenet die typische Isobarenkarte für eine herannahende Trockenzeit abgehandelt. Auf dieser Karte befindet sich das algerische und tunesische Stationsnetz in einem Hochdruckgebiete von etwa 770 mm, und der Luftdruck nimmt von Südalgerien ohne Unterbrechung bis zum äußersten Norden Europas ab, wo sein mittlerer Wert 747 mm beträgt. Bei den südlichen Isobaren ist nach Norden die konvexe Seite, von der 760 mm-Isobare an, die nach der Beschreibung im Texte von La Coruña, nach der Zeichnung aber wenig südlich von Irland ausgeht und sich bis in die Nähe von Moskau erstreckt, nach Norden die konkave Seite gerichtet. Als eine wesentliche Bedingung für länger anhaltendes trockenes Wetter in Algerien hat sich also ergeben, daß die atlantischen Depressionen nördliche Wege einschlagen. Außerdem ist der Luftdruck im östlichen Europa auf der Typenkarte für die Trockenzeit bedeutend niedriger als auf der für Regenwetter; in Moskau z. B. beträgt er auf jener 759, auf dieser 766 mm.

Bei weiteren Untersuchungen, die sich auf die Temperaturverhältnisse beziehen, werden allein für die Station Algier die Mittelwerte des Temperaturminimums im Winter und des Temperaturmaximums im Sommer abgeleitet, die den verschiedenen Lagen hinreichend scharf ausgeprägter Barometerdepressionen entsprechen. Das Temperaturminimum ist am höchsten, 12.4°, wenn sich das Depressionszentrum im NW, am niedrigsten, 9°, wenn sich das Zentrum im SE von Algier befindet. Das Temperaturmaximum ist ebenfalls bei der NW-Richtung am höchsten, 31.6°, am niedrigsten, 27.3°, bei der S-Richtung des Depressionszentrums. Überhaupt zeigen die Werte des Temperatur-Minimums und Maximums für die acht Hauptrichtungen des Depressionszentrums nahezu den gleichen Gang.

Zum Schlusse erklärt der Verfasser die Entstehungsweise des Föhns, der in Algerien auftritt, wenn sich eine ausgedehnte Depression von Westen her der Küste nähert, sowie die des Scirocco, für den hoher Luftdruck im Osten von Algerien und Tunis und eine Depression auf dem westlichen Mittelmeerbecken die Voraussetzungen bilden.

E. Less.

Bibliographie.

Andreesen, Hermann: Beschreibung und Theorie eines neuen Apparats zur Registrierung der Vertikal-Intensitäts-Variationen des Erdmagnetismus. Inaug.-Diss. Kiel. Kiel 1905. 8°. 44 S., 2 Bl., 1 Taf.

Bassi, D. e Melzi d'Eril, C.: Il P. Timoteo Bertelli, Chierico Regolare Barnabita. Segue in appendice l'elenco completo degli scritti del P. Bertelli compilato a cura del P. G. Boffito. Firenze 1906. gr. 8°. 42 S., 1 Bl. (Pubblicazioni dell' Osservat. d. Collegio alla Querce, Firenze).

Bauer, L. A.: Results of magnetic observations made by the Coast and Geodetic Survey between July 1, 1904, and June 30, 1905. Washington 1905. gr. 8°. S.-A. Report for 1905. App. No. 3, S. 107—192.

XXIII. **Bericht** der meteorologischen Commission des naturforschenden Vereines in Brünn. Ergebnisse d. meteorol. Beob. im Jahre 1903. Brünn 1905. 8°. XV, 169 S., 6 Karten.

Brandes, Hermann: Über die radioaktive Emanation der Bodenluft und der Atmosphäre. Inaug.-Diss. Kiel. Kiel 1905. 8°. 45 S., 1 Bl., 1 Tafel.

Buhrer, C.: Les variations de climat dans les Alpes, spécialement dans le Valais. Sion 1905. 8°. 35 S.

Castens, Gerhard: Untersuchungen über die Strömungen des Atlantischen Ozeans. Die Dichte- und Windverhältnisse. Inaug.-Diss. Kiel. Kiel 1905. 4°. 36 S., 1 Bl., 1 Tab., 5 Taf., 2 Bl.

Fergusson, S. P.: Two new meteorological instruments: 1. the automatic polar star light recorder; 2. the ombroscope. 8°. S.-A. Quart. Journ. R. Met. Soc. XXXI, 1905, S. 309—316.

Figee, S.: The influence of the moon on the magnetic needle at Batavia from observations made from April 1883 up to March 1899. Batavia 1905. Fol. 2 Bl., 51 S. (Appendix to vol. XXVI of the Batavia Observations).

Flammarion, Camille: Les phénomènes de la foudre. Édition à l'usage de la jeunesse, illustrée de 54 figures. Paris, E. Flammarion (1905). 8°. 1 Bl., 338 S., 1 Bl. Preis 4.50 fr. — Enthält zahlreiche Beispiele merkwürdiger Blitzschläge.

Die **Fortschritte** der Physik im Jahre 1904. Dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft. 60. Jahrg. Dritte Abt. Kosmische

Digitized by Google

Physik. Redigiert von Richard Assmann. Braunschweig, Friedr. Vieweg. u. Sohn, 1905. 8°, LXIV S., 1 Bl., 633 S.

Geelmuyden, H.: Den magnetiske misvisung i Norge. Christiania 1905. 8°. 23 S. S.-A. Videnskr.-Selsk. Skrift. I math.-naturw. Kl. 1905, No. 3.

Hepworth, M. W. Campbell: The relation between pressure, temperature, and air circulation over the South Atlantic Ocean. London 1905. 8°. 12 S., 7 Tafeln. Preis 9 d. (Met. Office, official No. 177).

Hergesell, H.: La situation actuelle et quelques problèmes futurs de la météorologie maritime. Monaco 1905. 8°. 8 S. (Bull. d. Mus. océanogr. de Monaco, No. 44).

— Ascensions de ballons en pleine mer, pour étudier les conditions de température et d'humidité, ainsi que les courants atmosphériques, jusqu'à des altitudes très élevées de l'atmosphère. Monaco 1905. 8°. 10 S. (Ibidem, No. 50).

Hübner, Ernst: Wetterlagen und Vogelzug. Die Rotkehlchen-Wanderungen an der deutschen Ostseeküste und über den europäischen Kontinent. Halle 1905. 4°. S.-A. Nova Acta der Leop.-Carol. Ak. d. Naturf. LXXXIV, S. 311—409, 4 Tafeln. (In Kommission bei W. Engelmann, Leipzig). Preis 8 M.

Handbuch der **Ingenieurwissenschaften.** Dritter Teil. Der Wasserbau. Erster Band. Die Gewässerkunde, bearb. von Bubendey, Gerhardt und Jasmund. 1. Lief.: Regen, Grundwasser, Quellen und stehende Gewässer. Leipzig, W. Engelmann 1905. gr. 8°. VIII, 144 S., 2 Tafeln, 1 Portrait von Franzius. — Die Regenverhältnisse Norddeutschlands sind auf Grund der Veröffentlichungen Hellmanns besonders eingehend behandelt.

Jacobsthal, Paul: Der Blitz in der orientalischen und griechischen Kunst. Ein formgeschichtlicher Versuch. Berlin, Weidmann 1906. 8°. 4 Bl., 60 S., 4 Tafeln. Preis 3.60 M.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** 1899. Bayern. Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königreich Bayern unter Berücksichtigung der Gewittererscheinungen im Königreich Württemberg, Großherzogtum Baden und in den Hohenzollernschen Landen. Herausg. v. d. Königl. Meteorol. Centralstation, Jahrg. XXI, 1899. München, A. Buchholz (1905). 4°. VII, 142 S., 1 Bl.

Siebenundzwanzigster **Jahresbericht** über die Tätigkeit der Deutschen Seewarte für das Jahr 1904. Hamburg 1905. 8°. IV, 53 S.

Knipping, E.: Sprünge in der Temperatur des Meerwassers. 8°. S.-A. Ann. d. Hydr. u. marit. Met. 1906, S. 18—23, 1 Tafel.

Kostlivý, Stanislav: Untersuchungen über die klimatischen Verhältnisse von Beirut, Syrien. Prag, Rivnač 1905. 8°. 1 Bl., 159 S.

Linien gleicher magnetischer Deklination für 1905,0. Herausg. vom Reichs-Marine-Amt. Berlin 1905. Äquatorial-Maßstab 1 : 80000000. 65 × 42 cm. Preis 1 M.

List of observations for variation of the compass made by officers of H. M. ships, Indian Marine Survey, and National Antarctic vessel „Discovery" during the years 1900—1905. London 1905. Fol. 34 S. Preis 1 s. 6 d.

Marriott, William: Hints to meteorological observers. Prepared under the direction of the council of the Royal Meteorological Society. Sixth ed. London, E. Stanford 1906. 8°. 69 S., 1 Bl., 1 Taf. Preis geb. in Kaliko 1 s. 6 d.

Maurer, Julius: Dr. Robert Billwiller (mit einem Verzeichnis sämtlicher Publikationen). 8°, 10 S., 1 Portrait in Lichtdruck. S.-A. Verh. d. schweiz. naturf. Ges. Luzern 1905.

Mecking, Ludwig: Die Eistrift aus dem Bereich der Baffin-Bai beherrscht von Strom und Wetter. Berlin, Mittler 1906. 8°. IV, 135 S., 3 Tabellen, 2 Tafeln. Preis 5 M.

Monaco, le Prince Albert de: Sur les lancements de ballons sondes et de ballons pilotes au-dessus des océans. Monaco 1905. 8°. 3 S. (Bull. d. Mus. océanogr. de Monaco, No. 47).

Neumayer, G. von: Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. 3. Aufl. Lief. 5/6. Hannover, Jänecke 1905. 8°. — Auf S. 387 beginnt die „Anleitung zu magnetischen Beobachtungen an Land. Von G. v. Neumayer und J. Edler."

Observations made at the Royal Magnetical and Meteorological Observatory at Batavia. Published by order of the Government of Netherlands East-India by S. Figee. Vol. XXVI, 1903. Batavia 1905. Fol. XXXIII, 235 S.

Rapporto annuale dello I. R. Osservatorio Astronomico-Meteorologico di Trieste contenente le osservazioni meteorologiche di Trieste e di alcune altre stazioni adriatiche per l'anno 1902 redatto da Edoardo Mazelle. XIX vol. Trieste 1905. 4°. 2 Bl., 107 S.

Regenwaarnemingen in Nederlandsch-Indië. Zes en twintigste Jaargang 1904. Bewerkt en uitgegeven door het Kon. Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia. Batavia 1905. gr. 8°. VII, 469 S.

Report of the Meteorological Service of Canada. By R. F. Stupart. For the year evided December 31, 1903. Ottawa 1904. 4°. XIX S., 4 Tafeln, 384 S.

Samec, Maximilian: Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien. Wien, A. Hölder 1905. 8°. 50 S., 1 Taf. S.-A. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXIV, Abt. IIa.

Schoentjes, H.: Fleurs de la glace. Observations, expériences, photographies. Gand, J. Vanderpoorten 1905. 8°. 43 S., 40 Tafeln.

Shaw, W. N.: The pulse of the atmospheric circulation. kl. 8°. 7 S. S.-A. Nature 1905, December.

Sutton, J. R.: Some results of observations made with a black bulb thermometer *in racuo*. 8°. S.-A. Trans. South Afric. Philos. Soc. XVI, Pt. 2, 79—96, Oct. 1905.

— On the variations of the hourly meteorological normals at Kimberley during the passage of a barometric depression. 8°. S.-A. ebenda S. 169—188, 2 Tafeln.

Utdrag ur Doktor Herschels berömda väderleks-tabell. (Wexiö 1906.). 1 Bl. qu. 8°. — Ein kulturgeschichtliches Kuriosum, daß noch im Jahre 1906 Herschels angebliche Prognosentabelle an die Landwirte Smålands von einem Privatmann, der sie auf seine Kosten drucken ließ, verteilt wird. G. H.

Berichtigung: Dezemberheft 1905.

S. 564, Z. 23 v. u.: statt „berücksichtigt wurde" heißt es: zu berücksichtigen ist.
S. 565, Z. 10 v. o.: neutrale Schicht ohne (statt „von") horizontalen Gradienten.
S. 565, Z. 25 v. o.: die Formel lautet: $\beta x\, dt = \frac{(h-x)\, 2\beta dt}{1+2\beta dt}$, mit zweimaliger Weglassung von x.
S. 566, Z. 6 v. o.: für NW lies: SW-Winden.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

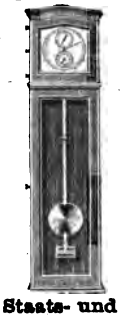
Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**



Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: Staats- und goldene Medaillen.

Ruhmer, Physikalisches Laboratorium

Berlin SW. 48.

SELEN-Registrier-Apparate, System Ruhmer,

zur Bestimmung des Verlaufs der Tageslichtintensität.

Die Expedition der Hamburger Sternwarte zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis in Souk-Ahras (30. Aug. 05) benutzte einen derartigen Registrierapparat mit bestem Erfolge zur Bestimmung der Lichtintensitätskurve während der Finsternis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. Dr. W. J. van Bebber:

Anleitung zur Aufstellung von Wettervorhersagen, für alle Berufsklassen gemeinverständlich bearbeitet. Mit 16 Abbildungen. *M.* —.60.

Soeben erschienen:

Prof. Dr. R. Börnstein:

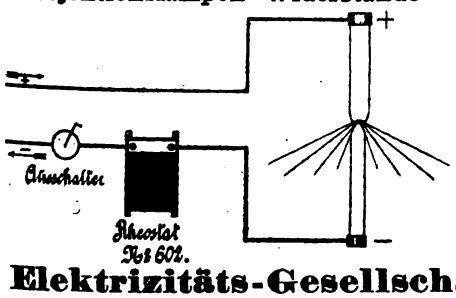
Leitfaden der Wetterkunde. Gemeinverständlich bearbeitet. Mit 61 Abbildungen und 22 Tafeln. Zweite umgearbeitete und vermehrte Auflage. *M.* 6.—, geb. *M.* 7.—.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

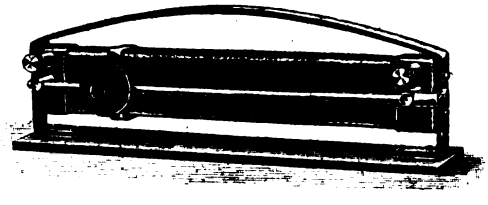
nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen-Widerstände



Laboratoriums-Widerstände jeder Art

Glimmerplatten-, Graphit- und Gefälldraht-Widerstände. Zylinder-Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.



Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X.

Digitized by Google

Aspirationspsychrometer

nach:

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.

R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

1. Spezial-Katalog über **Barometer** und **Barometer-Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und **Thermometer-Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende meteorologische Instrumente, Regenmesser, Windfahnen** und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente für Forschungsreisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der Ventilation in Gebäuden und Bergwerken.

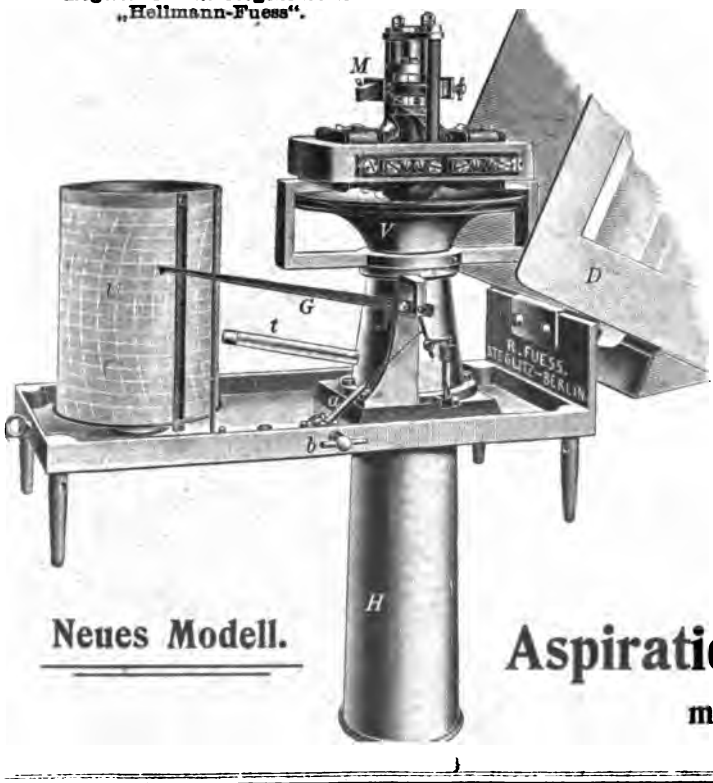
Abteilung III.

6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

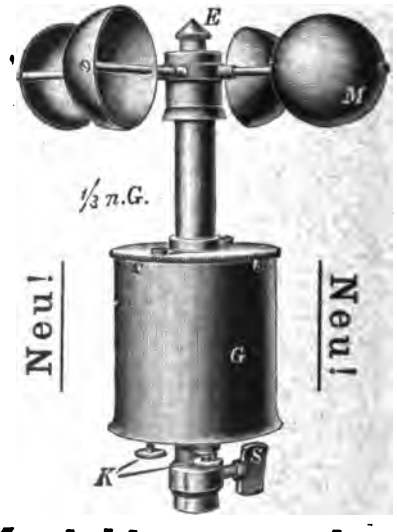
Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**

Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".



Neues Modell.



Kontaktanemometer
in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

Diesem Hefte liegt ein Prospekt der Verlagsbuchhandlung von **Karl J. Trübner** in **Straßburg i. E.** bei.

Wir empfehlen diese Beilage der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Digitized by Google

1906 Heft 3 März

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUN 14 1906
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit 20 Textfiguren.

INHALT.

Seite

J. Hann: Meteorologie des Nordpolarbassins. Mit 8 Textfiguren 97
G. Lüdeling: Über die Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam im Jahre 1904. Mit 2 Textfiguren 114
M. Möller: Über Cirruswolken. Der Cirrusschopf am Ballengewölk. Mit 10 Textfiguren 122

Kleinere Mitteilungen:

Seite

Über Strahlung 127
Karl Prohaska: Gewitter am 31. Januar 1906 in Steiermark . . 127
Karl Sapper: Regenmessungen in der Republik Guatemala 1904 . 127
V. Conrad: Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal" (Montreal) von Prof. C. Mc. Leod 129
Steward über das Klima von Südafrika 130
Der höchste Drachenaufstieg 131
S. Hanslik: Warme Welle in den Vereinigten Staaten vom 20. bis 24. Januar 1906 131
J. B. Messerschmitt: Merkwürdige Wolkenbildung 132
Aufsteigende Luftbewegung in einer Trombe 133
Meteorologische Beobachtungen zu Lagos 133
Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Alt-Calabar im Jahre 1902 133

Seite

Wasserhose auf dem Zuger See am 19. Mai 1905 134
Prohaska: Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain 134
J. Hann: Der tägliche Gang des Luftdruckes in Südindien 137
Gewitter in Sachsen-Altenburg 139
Landwirtschaftliche Akademie Bonn-Poppelsdorf 139
Ergebnisse langjähriger Regenmessungen in Kalifornien 139
Dauer und stündliche Intensität des Regens zu Camden Square London 1881—1904 140
J. Hann: Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Guam im Jahre 1902 141
Regenfall zu Trevandrum 141
Meteorologische Beobachtungen in Britisch Honduras 1904 142
Meteorologische Beobachtungen an der Goldküste 142
Regenfall auf den Seychellen zu Victoria 142

Literaturbericht:

G. Schwalbe: Georges Caron, Régime cyclonique des pluies dans l'Europe occidentale 143
Bibliographie 143

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

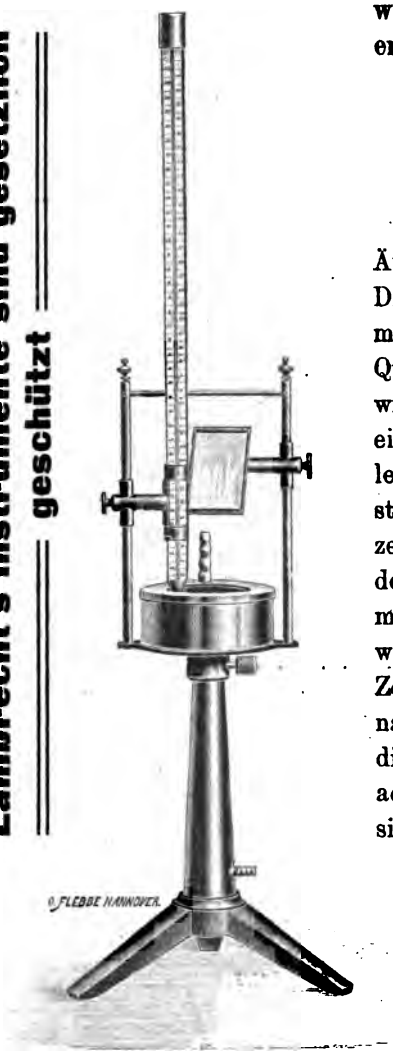
Digitized by Google

Kondensations-Hygrometer

nach Dr. W. A. Nippoldt

ist für streng wissenschaftliche Zwecke bestimmt. Sein Platz ist in größeren meteorologischen Stationen, hygienischen Instituten und anderen wissenschaftlichen Anstalten, **wo es besonders bei Temperaturen unter 0° unentbehrlich ist,** wenn das Psychrometer als exaktes Instrument versagt.

Lambrecht's Instrumente sind gesetzlich geschützt



Beschreibung.

Eine Metalldose, welche den zu verdampfenden Äther enthält, trägt einen Deckel mit einer Vertiefung. Die Wandungen des Deckels sind im Innern der Dose mit Docht umgeben. Außen enthält die Vertiefung Quecksilber. In dessen Oberfläche taucht ein rechtwinklig umgebogenes Thermometer. In die Dose wird ein Luftstrom eingeblasen (durch Gummiball), wodurch lebhafte Verdunstung und Temperaturerniedrigung entsteht. Diese teilt sich dem Quecksilber und gleichzeitig dem Thermometer mit. In dem Moment, in dem der Quecksilberspiegel sich beschlägt, zeigt das Thermometer den Taupunkt. Eine Korrektion wäre nur noch wegen Trägheit des Thermometers anzubringen. Der Zeitpunkt des Beschlagens ist sehr fein bestimmbar, namentlich, wenn man Glimmerblättchen auflegt und die dabei auftretenden Newtonschen Farbenringe beobachtet. Die Identität der Temperaturen des Quecksilbers und des Thermometers ist bei diesem Instrumente derart sicher, wie sie kein anderes, selbst nicht das Dufoursche Kondensationshygrometer, besitzt.

Siehe auch Beschreibung in der „Meteorologischen Zeitschrift" Jahrgang 1894, S. 157/159 und im „Elektrotechnischen Echo" 1893/94.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache Nr. 249 von

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Gegründet 1859. ✽ **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst u. Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

Vertreter an allen gröfseren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreich. Alpenländer durch:

C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 3.

Meteorologie des Nordpolarbassins.

Ergebnisse der norwegischen Nordpolarexpedition unter Fridtjof Nansen 1893/96.

Referat von J. HANN.

Mit acht Figuren.

Herr Prof. Mohn in Kristiania hat vor kurzem die Resultate seiner Berechnung der meteorologischen Beobachtungen während der ewig denkwürdigen Drift des Fram im nördlichen Eismeere veröffentlicht [1]). Die Umsicht und Sachkenntnis, sowie der enorme Aufwand von Arbeit, welche Prof. Mohn auf die Berechnung und Publikation dieser in ihrer Art einzig dastehenden meteorologischen Beobachtungsreihe verwendet hat, verdient die höchste Anerkennung. Es wird dem Referenten schwer, einer so großen, ergebnisreichen Arbeit gerecht zu werden. Ich glaube am besten zu tun, wenn ich den Lesern dieser Zeitschrift und jenen Fachkollegen, welche dem umfangreichen Werke nicht selbst näher treten wollen oder können, möglichst übersichtliche Auszüge aus den einzelnen Kapiteln des Werkes vorlege, und dabei stets auf das Original verweise, um es so leichter zu machen, sich an der betreffenden Stelle selbst eingehendere Information zu holen, wenn die hier gebotene nicht ausreichen sollte oder ausreichen konnte. Letzteres wird vielfach der Fall sein, weil ich auf den beschränkten Raum dieser Zeitschrift Rücksicht nehmen mußte.

Es muß noch im Eingange hervorgehoben werden, daß dem Teilnehmer an der Expedition, Herrn Kapt. Scott-Hansen, ein großes Verdienst an dieser Beobachtungsreihe zukommt, denn ihm wurde von Nansen die Leitung und Besorgung des meteorologischen Dienstes übertragen. Prof. Mohn sorgte für die Ausrüstung der Expedition mit meteorologischen Instrumenten, prüfte sie und gab Kapt. Scott-Hansen die nötigen Instruktionen. So kam dieses wertvolle umfangreiche, meteorologische Beobachtungsmaterial aus den höchsten bisher erreichten Breiten zusammen, welches uns zum ersten Male einen Einblick in die Meteorologie des Polarmeeres selbst gestattet. Denn das ist das besondere an dieser Beobachtungsreihe, daß sie in Mitte des Polareises selbst angestellt worden ist, nicht an einem Küstenpunkte.

In der Einleitung S. 1 bis 22 wird das Beobachtungsschema und das Instrumentarium beschrieben, und werden die Instrumentalkorrektionen angegeben, welche den Grad der Genauigkeit der Beobachtungen zu beurteilen gestatten. Besonders machen wir aufmerksam auf den Abschnitt Luftfeuchtigkeit und Hygrometer (S. 15 bis 19), weil diese Beobachtungen bei den tiefen Temperaturen des Polarwinters besonders schwierig sind. Die Angaben des Dampfdruckes sind nach Mohn bis auf ein 0,1 mm als richtig anzusehen (infolge der sorgfältigen Berechnung aller Fehler-

[1]) The Norwegian North Polar Expedition 1893/96. Scientific Results edited by Fridtjof Nansen. Vol. VI, Meteorology by Mohn. With twenty Plates. Christiania, London, Leipzig 1905. 659 Seiten. Groß Quart.

Digitized by Google

quellen), die Angaben der relativen Feuchtigkeit etwa auf 5 Proz. Das Beobachtungsjournal findet man auf S. 25 bis 248 in extenso abgedruckt, wie dies der Bedeutung dieser meteorologischen Aufzeichnungen entspricht. S. 252 findet man die mittleren Positionen des Fram für jeden Monat Okt. 1893 bis August 1896 angegeben. Eine Kartenskizze, S. 253, zeigt die Drift des Fram von den Neusibirischen Inseln bis nördlich von Spitzbergen, die in der Polarnacht zurückgelegten Strecken sind dabei besonders hervorgehoben. Hier mögen diese Verhältnisse noch speziell angeführt werden:

Tag und Nacht	Beständige Nacht	Beständiger Tag
1893 Aug. 16 bis Okt. 26	1893 Okt. 26 bis 1894 Febr. 20 (118 Tage)	—
1894 Febr. 20 bis April 12		1894 April 12 bis Sept. 1 (143 Tage)
1894 Sept. 1 bis Okt. 16	1894 Okt. 16 bis 1895 März 2 (138 Tage)	—
1895 März 2 bis April 1		1895 April 1 bis Sept. 12 (165 Tage)
1895 Sept. 12 bis Okt. 8	1895 Okt. 8 bis 1896 März 2 (146 Tage)	—
1896 März 2 bis April 1		1896 April 1 bis Aug. 16 (138 Tage)

Die Nansen-Expedition verbrachte also 402 Tage in beständiger Nacht, und 446 Tage in beständigem Tage.

I. Windrichtung und Stärke. Dieses Kapitel umfaßt die S. 255 bis 316. Die Tabellen, S. 256 bis 267, geben die Häufigkeit der 16 Windrichtungen für zweistündige Intervalle an in den einzelnen Monaten der Jahre 1893 bis 1895. Dann folgen die Mittelwerte für die Monate und ihre Zusammenfassung in die Perioden: Winternacht von Oktober bis Februar, Polartag von April bis August und Äquinoktialzeit (mit Sonnenauf- und -untergang) März und September umfassend. Es werden die Windkomponenten berechnet und dann der Einfluß der Tageszeit auf die mittlere Windrichtung in bekannter Weise abgeleitet[1]). Das Schlußergebnis der Rechnungen findet man in unserer Tabelle, S. 99.

In der dunklen Zeit dreht sich der Wind im allgemeinen gegen die Sonne, mit sehr geringen Unterbrechungen. Die Winkelsumme der rückdrehenden Bewegung (backing) beträgt 389°, für die Bewegung mit der Sonne (veering) nur 29°. Die Nordkomponente herrscht von 7^a bis 8^p, die Ostkomponente von Mitternacht bis Mittag. Der Einfluß der Tageszeit besteht demnach darin, daß die nördlichen Winde um die Mittagszeit herum, die südlichen während der Nachtstunden, die östlichen während der ersten Tageshälfte, die westlichen während der zweiten Tageshälfte dominieren. In der sonnigen Jahreszeit dreht sich der Wind dagegen im allgemeinen mit der Sonne. Die Summe der direkten Drehung (veering) beträgt in Winkelsumme 416°, die der rückdrehenden 56° (backing). Die periodischen Winde machen den Wind zu dieser Jahreszeit mehr südlich während der Nacht und vormittags, mehr nördlich am Nachmittag, mehr westlich während des Tages und mehr östlich am Nachmittage und in der Nacht.

In den beiden Äquinoktialmonaten dreht sich im allgemeinen der Wind mit der Sonne während der Nacht und am Morgen und gegen die Sonne von 10^a bis 10^p.

Diese interessanten Ergebnisse der Windbeobachtungen auf dem Fram gewinnen dadurch erhöhtes Interesse, daß die Luftströmungen hier über eine homogene flache

[1]) Siehe mein Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., S. 298.

Digitized by Google

Oberfläche wehten, ohne Störungen durch Landerhebungen oder offene Meeresteile (ohne Gegensatz von Land und See). Die entgegengesetzte Richtung der Winddrehung zur Zeit der Abwesenheit der Sonne gegen die Drehung zur Zeit, wo die Sonne über dem Horizont blieb, dürfte von Wichtigkeit sein für die Lösung des Problems der Ursache der täglichen Drehung der Windrichtung.

Die jährliche Periode der Windrichtung (S. 279 bis 285) läßt sich nicht allgemein darstellen wegen der Ortsveränderungen des Fram in den drei Beobachtungsjahren. Wir müssen deshalb hier auf die Details im Original verweisen. Die Windrichtung zeigte eine Tendenz zur Drehung gegen die Sonne, je weiter gegen West der Ort der Beobachtung liegt. Im allgemeinen waren wohl die Nord- und Ostwinde vorherrschend, im Sommer aber auch die Süd- und Westwinde.

Die Beständigkeit und der Wechsel der Windrichtung (S. 286 bis 288) hielten sich die Wage, die Stetigkeit des Windes erreicht fast 50 Proz. (46). Auf die Drehungen mit der Sonne entfallen 25 Proz., auf die Drehungen gegen die Sonne (backing) 29 Proz. der Beobachtungen. Die stetigsten Winde waren die vorherrschenden Winde. Die Rechts- und Linksdrehungen zeigten sich gleichmäßig verteilt auf alle Monate und auf alle Quadranten der Windrose.

Windverhältnisse im Nordpolarmeere.

	Winternacht				Polartag				Täglicher Gang der Windstärke m/sec		
	Mittlere R	Richtung φ	Azimut	Änderung	Mittlere R	Richtung φ	Azimut	Änderung	Polarnacht	Polartag	Äquin.
2^h	6.9	S 14° E	166	— 34	10.8	S 17° E	163	+ 47	— 0.12	— 0.21*	— 0.23
4	7.4	17	163	— 3	12.8	22	158	— 5	— 0.13*	— 0.15	— 0.27*
6	13.6	41	139	— 24	14.9	S 5° W	185	+ 27	— 0.07	— 0.07	— 0.11
8	10.3	N 43° E	43	— 96	9.4	80	260	+ 75	0.02	0.05	0.08
10	12.1	38	38	— 5	3.1	61	241	— 19	0.08	0.16	0.16
Mittag	4.7	31	31	— 7	8.7	70	250	+ 9	0.10	0.18	0.21
2	11.8	N 21° W	339	— 52	6.8	N 80 W	280	+ 30	0.09	0.19	0.18
4	4.3	46	314	— 25	11.6	23	337	+ 57	0.07	0.15	0.14
6	4.8	22	338	+ 24	15.2	N 31 E	31	+ 54	0.04	0.07	0.08
8	3.1	S 86 W	266	— 72	11.6	N 1° W	359	— 32	0.01	— 0.04	— 0.02
10	11.6	N 89 W	271	+ 5	13.4	N 31 E	31	+ 32	— 0.02	— 0.13	— 0.08
Mitternacht	16.6	S 20° W	200	— 71	11.4	S 64° E	116	+ 85	— 0.07	— 0.20	— 0.14
Mittel	97.8	S 51° E	129	—	34.4	S 37° E	143	—	4.49	4.46	4.47

Täglicher Gang der Windstärke. Jahresmittel.

	2^h	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10	Mitternacht	Mittel m/s
klar	0.01	0.10	0.07	0.09	0.11	0.08	— 0.02	— 0.06	— 0.05	— 0.08	— 0.12	— 0.20*	3.62
bedeckt	— 0.23*	— 0.22	— 0.10	0.06	0.16	0.19	0.17	0.16	0.12	0.01	— 0.13	— 0.19	5.33

Nach Windstärke unter und über 4.5 m.

< 4.5	— 0.06	— 0.11*	— 0.06	0.01	0.06	0.04	0.05	0.06	0.01	— 0.03	— 0.02	— 0.01	3.10
> 4.5	— 0.37*	— 0.30	— 0.14	0.12	0.27	0.31	0.26	0.21	0.14	0.02	— 0.20	— 0.32	6.27

Häufigkeit starker Winde $\geqq 10$ m.

30*	30	32	34	37	40	40	42	43	40	31	28*	427

Häufigkeit der Windstillen.

9.1	10.0	8.8	6.1	4.6	4.4	4.4*	4.4	4.6	6.0	7.2	8.3	77.9

Die Windstärke (S. 289 bis 315). Herr Mohn gibt eine Tabelle der mittleren Windstärke in jedem Monate zu jeder der geraden Stunden des Tages. Auf dieser Grundlage wird dann der tägliche Gang abgeleitet, den wir in gedrängtester Form in unsere Tabelle aufgenommen haben. Die Windgeschwindigkeit ist am kleinsten in den Morgenstunden und am größten um Mittag. Die tägliche Amplitude der Windstärke hat eine jährliche Periode, sie ist am größten im Mai und im September und Oktober, und am kleinsten im Dezember und Juli (Dezember 0.12, Juli 0.18, dagegen April, Mai 0.70, September, Oktober 0.45 m/sec). Herr Mohn untersucht dann auch den Einfluß der Bewölkung und der Windstärke auf die Größe der täglichen

Digitized by Google

Periode der Windgeschwindigkeit. Der stündliche Gang derselben wird berechnet für ganz klare und für ganz bewölkte Tage und zwar für die einzelnen Monate und für die Jahreszeiten. Wir haben nur die Jahresmittel in unserer Tabelle aufgenommen. Es zeigt sich, daß die tägliche Periode weniger stark auftritt an klaren Tagen als an den bewölkten Tagen. Die klaren Tage sind aber auch die ruhigeren, mit geringerer Windstärke (3.6 gegen 5.3 m/sec). Dies veranlaßt den Verfasser, die tägliche Periode der Windstärke auch separat für Tage mit schwächerer und für jene mit stärkerer Luftbewegung abzuleiten (Windgeschwindigkeit kleiner und größer als 4.5 m/sec) und zwar für die Monate und für die Jahreszeiten. Auch hier mußten wir uns begnügen, das Ergebnis im Jahresdurchschnitt mitzuteilen. Es zeigt sich, daß der tägliche Gang der Windstärke an klaren und an trüben Tagen, sowie an Tagen mit schwachen und starken Winden der Form nach recht nahe der gleiche ist, die Phasenzeiten zeigen sich kaum verändert, aber der Unterschied in den Amplituden ist bedeutend. An ruhigeren Tagen ($v < 4.5$ m) beträgt die Amplitude im Mittel bloß 0.17 m/sec, an stärker bewegten ($v > 4.5$ m) erreicht sie aber 0.68 m/sec. Mohn zeigt, daß dies mit dem Unterschied antizyklonischer und zyklonischer Luftbewegung zusammenhängt. Den schwächeren Winden (v im Mittel 3.1 m) entspricht ein mittlerer Luftdruck von 762 mm, den stärkeren ($v = 6.3$ m) ein Luftdruck von 756 mm.

Bemerkenswert ist, daß die tägliche Periode der Windstärke in der Polarnacht ebenso entwickelt ist, wie während des Polartages. Die Amplituden sind:

Amplituden der täglichen Periode der Windstärke m/sec.

	Polarnacht	Polartag	Äquinoktialmonate
Bei schwachen Winden (3.1 m)	0.10	0.19	0.30
Bei starken Winden (6.3 m)	0.61	0.67	0.78

Bei den schwachen Winden tritt im Winter und in den dunkeln Monaten das Minimum um Mittag ein, das Maximum um 7^a, in den anderen Monaten verläuft die Periode normal. Die Amplitude ist sehr klein. Bei den starken Winden ist das ganze Jahr hindurch die tägliche Periode normal mit einem Minimum um 7^a und einem Maximum um Mittag.

Die Häufigkeit der stärkeren Winde hat eine ausgesprochene tägliche Periode mit einem Maximum zwischen 4 und 6^p und einem Minimum um Mitternacht. Auch die Stürme ($v > 15$ m/sec) zeigen die gleiche Periode Max. 4^p, Min. 4^a. Die Häufigkeit der Kalmen zeigt natürlich die umgekehrte Periode. Die jährliche Periode der Windstärke tritt nicht sehr bemerkenswert auf, wie folgende dreijährige Mittel zeigen.

Mittlere Windstärke m/sec. Jährliche Periode.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
4.47	4.52	4.25	4.05*	4.97	4.56	4.40	4.31	4.74	4.94	4.27	4.28	4.48

Entschiedener ausgesprochen ist die jährliche Periode der Häufigkeit stärkerer Winde ($v > 10$ m/sec). Die Monate Oktober bis Februar haben die zahlreichsten starken Winde, Mai bis August die wenigsten. Die Windstillen waren am häufigsten von August bis Dezember, am seltensten im Mai und Juni.

Dynamische Windrosen. Die mittleren Windstärken sind ziemlich gleichförmig über die Windrose verteilt (s. die Tabellen S. 312 bis 314, mittlere Windstärken für 16 Windrichtungen in den einzelnen Monaten und Jahreszeiten). Das allgemeinste Resultat enthält die folgende kleine Tabelle:

	Stärkste Winde		Schwächste Winde	
Polarnacht	SSE 5.1	NNW 5.3	E 4.4	SSW 4.5
Polartag	E 5.3	WSW 4.4	SSW 4.2	N 4.3
Äquinoktialmonate	NE 5.0	WSW 4.9	E 3.6	S 3.8

Digitized by Google

Auf S. 315 endlich findet man für jeden der 35 Monate die vier Windkomponenten und die daraus berechnete mittlere Windrichtung und Resultierende.

II. Luftdruck (S. 316 bis 400). Die Tabellen enthalten zunächst die Luftdruckwerte für jede der 24 Stunden für jeden Tag von August 1893 bis Juli 1896 (inkl.) und die Stundenmittel, die daraus sich ergeben, auf S. 318 bis 389. Dann folgt die Berechnung des täglichen Ganges mittels periodischer Reihen für die 12 Monate und für die Jahreszeiten. Es dürfte genügen, hier den Gang des Luftdruckes in den Jahreszeiten und nur für die geraden Stunden wiederzugeben.

Täglicher Gang des Luftdruckes in Abweichungen vom Mittel.

Polarnacht 82.3° N.

Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10
0.00	— 0.05	— 0.07	— 0.08	— 0.10	— 0.11*	— 0.04	0.05	0.11	0.12	0.10	0.07

Polartag 83.0° N.

0.04	0.03	0.00	— 0.05	— 0.09	— 0.10*	— 0.06	— 0.02	0.03	0.07	0.08	0.06

Jahr 82.7 N.

0.01	— 0.02	— 0.04	— 0.06	— 0.09*	— 0.09	— 0.05	0.02	0.08	0.10	0.09	0.05

Die Konstanten der Gleichungen des täglichen Ganges sind

	A_1	A_2	A_3	a_1	a_2	a_3
Polarnacht	171.0	298.8	165.0	0.115	0.023	0.013
Polartag	135.4	325.4	293.4	0.084	0.016	0.006
Äquinoktialzeit	188.3	267.3	128.8	0.038	0.041	0.009
Jahr	159.9	297.5	175.2	0.091	0.022	0.005

Der tägliche Gang des Luftdruckes hat eine sehr kleine Amplitude, und die ganztätige Periode ist die Hauptoszillation. Die Phasenzeiten derselben sind $7^h\,20^m$ pm Maximum, $7^h\,20^m$ am Minimum. Die Phasenzeiten der halbtägigen Oszillation sind: Maxima $5^h\,5^m$ morgens und abends und Minima $11^h\,5^m$ morgens und abends. Bemerkenswert ist der jährliche Gang der Amplitude a_2, die Maxima fallen auf Februar und September und die Minima auf Dezember und Juli, wobei das Juliminimum das kleinste ist. Dies ist bekanntlich auch der normale jährliche Gang der Amplitude a_2 in den mittleren und niedrigen Breiten auf der ganzen Erde.

Die jährliche Periode. Es verlohnt sich, die Monatsmittel des Luftdruckes einzeln anzuführen.

Monatsmittel des Luftdruckes während der Drift des Fram 1893 bis 1896

700 mm +. Im Meeresniveau mit Schwerekorrektion.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1893	—	—	—	—	—	—	—	(60.0)	54.5	61.9	60.0	73.1
1894	62.0	55.4	46.3	62.6	65.7	58.1	56.4	61.2	58.0	56.1	61.3	50.4
1895	62.0	70.4	68.3	64.7	58.6	55.2	54.1	61.4	53.8	65.5	55.9	61.3
1896	55.4	48.9	60.4	61.9	60.1	62.5	58.4	—	—	—	—	—
Mittel	59.8	58.2	58.3	63.1	61.5	58.6	56.3	61.3	55.9	61.1	59.1	61.6

Ausgeglichen $(a + 2b + c) : 4$.

Mittel	759.8	58.7	59.5	61.5	61.2	58.7	58.1	58.7	58.5	59.3	60.2	60.5

Der höchste Luftdruck fällt auf den April und Dezember, der niedrigste auf den Juli. Das Jahresmittel ist 759.55.

Die mittleren und absoluten Schwankungen des Luftdruckes sind:

Mittlere Monats- und Jahresextreme 700 mm +.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
75.3	76.1	78.0	76.6	72.9	67.0	64.3	70.6	69.8	74.3	75.0	77.1	783.2
45.5	35.1	41.3	42.4	46.9	47.2	39.5	49.5	39.7	41.0	40.4	43.0	25.8

Differenz.

29.8	41.0	36.7	34.2	26.0	19.8	24.8	21.1	30.1	33.3	34.6	34.1	57.4

Digitized by Google

Die größte Monatsschwankung hatte der Februar 1894 mit 49.4 mm. Gegenüber den extremen Schwankungen im nördlichen Atlantischen Ozean (Island, Faröer) nehmen die Luftdruckschwankungen gegen die Zirkumpolarregion ab. Der höchste Luftdruck trat am 9. März 1895 ein mit 785.7 mm, der niedrigste am 22. Februar mit 724.1, absolute Druckschwankung in drei Jahren 61.6 mm. Bemerkenswert ist das tiefe Minimum 727.3 am 30. Juli 1893.

Die barischen Windrosen (Tabelle 397 und 398) geben wir nur in kurzem Auszuge reduziert auf acht Windrichtungen.

Barische Windrose 700 mm +.

Polarnacht.

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
60.6	59.8	59.3	60.4	61.3	59.3	57.4*	59.3

Polartag.

59.3	60.1	61.4	60.9	60.7	58.7	58.2*	59.4

Im einzelnen verlaufen die Zahlen sehr unregelmäßig. Im Mittel des Winter, Sommer und Herbst tritt der niedrigste Druck bei ENE und W ein, der höchste bei N und S. Die Häufigkeit der Luftdruckminima mit Winden von W und NE scheint anzuzeigen, daß die Bahnen der Barometerdepressionen sowohl im Norden wie im Süden des Fram lagen.

Windrosen der Luftdruckänderungen. Wir begnügen uns, anzuführen, daß der Luftdruck am häufigsten steigt mit N und NW und am häufigsten fällt mit S und SE. Dies deutet auf eine vorwiegend östliche Bewegung der Barometerdepressionen.

III. Temperatur. Dieser Abschnitt nimmt, wie zu erwarten, einen größeren Teil des Werkes ein (S. 401 bis 498). Die Ablesungen der Thermometer wurden zweistündig oder vierstündig gemacht, daneben funktionierte ein Thermograph, dessen Aufzeichnungen sorgfältig reduziert worden sind. Die Weingeist-Minimumthermometer und Quecksilber-Maximumthermometer wurden täglich 8^h morgens und abends eingestellt und kontrolliert. Die einzelnen Stundenwerte der Temperatur sowie das Maximum und Minimum der einzelnen Tage vom 14. Oktober 1893 bis Juni 1896 (Juli 1896 zweistündig) findet man auf S. 403 bis 468. S. 471 findet man die Daten für den mittleren täglichen Gang der Temperatur, von welchen wir nur einen kurzen Auszug in unserer Tabelle aufgenommen haben. In den Monaten März bis September folgt der tägliche Gang der Temperatur dem Gange der Sonne, das Maximum tritt nachmittags ein, das Minimum am frühen Morgen. Anders in der dunkeln Jahreszeit, dann ist der Tag kälter als die Nacht, wie folgende Tabelle zeigt, welche die Mittel jener 12 Monate enthält, während welcher die Sonne völlig unter dem Horizont geblieben ist. Es genügt wohl hier, die Abweichungen vom Tagesmittel bloß für jede zweite Stunde anzugeben.

Täglicher Gang der Temperatur während der Polarnacht.

Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10
0.20	0.19	0.18	0.15	0.04	— 0.11	— 0.17	— 0.22	— 0.20	— 0.11	— 0.03	0.11

Um $8^1/_2{}^h$ morgens sinkt die Temperatur unter das Tagesmittel, erreicht um 3^h ihren tiefsten Stand (— 0.225), steigt um $8^1/_2{}^h$ abends über das Mittel, um um

Digitized by Google

1h nachts den höchsten Stand zu erreichen (0.20). Die Ursache dieses täglichen Ganges kann weder in der Strahlung noch in der reinen Wirkung der Sonne gesucht werden. Wahrscheinlich ist derselbe ein Effekt der täglichen Periode der Windrichtung. Von 7h morgens bis 8h abends herrschen in der dunkeln Zeit die Nordwinde vor und diese sind kälter als die südlichen. Auch andere arktische Stationen haben schon eine ähnliche tägliche Periode im Dezember gezeigt[1]).

Den Einfluß der Bewölkung auf die Temperatur zeigt die Tabelle S. 473, in welcher die mittlere Temperatur bei ganz bedecktem und ganz heiterem Himmel für jeden Monat nachgewiesen wird. Wir geben hier nur einen Auszug.

Temperatur an klaren und an ganz bedeckten Tagen.

	Tage	klar	Tage	bedeckt	Differenz
November bis April	209	— 35.4°	155	— 23.9	11.5
September, Oktober, Mai, Juni . . .	51	— 13.3	213	— 9.7	3.6
Juli, August	25	+ 0.2	129	— 1.0	— 1.2

Nur im Juli und August war die mittlere Temperatur an ganz klaren Tagen höher als an bedeckten, sonst, auch während der Polartage, niedriger.

In der dunkeln Zeit (Oktober bis Februar) ist der tägliche Gang der Temperatur an klaren Tagen der umgekehrte von jenem an bedeckten Tagen, in der sonnigen Zeit besteht kein Unterschied.

Täglicher Gang der Temperatur während der Polarnacht.

	Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10
heiter	0.60	0.61	0.35	0.12	— 0.19	— 0.31	— 0.30	— 0.34*	— 0.29	— 0.20	— 0.08	0.20
bedeckt	—0.63*	—0.63*	— 0.29	— 0.03	0.11	0.20	0.43	0.43	0.35	0.26	— 0.04	— 0.36

Die mittlere Temperatur der klaren Tage war — 34.9, die der bedeckten — 24.6°. Die große tägliche Periode mit Amplituden über 1° und die Umkehrung derselben an bedeckten Tagen gegen die klaren ist höchst bemerkenswert. Dieselbe scheint von der täglichen Periode der Windrichtung abhängig zu sein.

Ergebnisse der Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen während der Drift des Fram, Mitte Oktober 1893 bis Ende Juli 1896.

	Mittlere Breite	Position Länge	Mittlere Temperatur 1894	1895	1896	Mittel	Mittlere Monats- u. Jahresextreme		Diff.	Mittlere tägliche Extreme		Unper. Amplitude
Jan. . .	82.6	93.3	— 35.7	— 33.7	— 37.3	— 35.6	— 47.6	— 17.7	29.9	— 39.0	— 31.9	7.1
Febr. . .	82.7	87.2	— 35.6	— 37.2	— 34.7	— 35.8	— 47.9	— 11.7	36.2	— 39.6	— 31.6	8.0
März . .	82.7	86.6	— 37.1	— 35.0	— 18.9	— 30.3	— 45.8	— 13.4	32.4	— 34.5	— 26.6	7.9
April . .	82.9	81.8	— 21.3	— 28.9	— 18.2	— 22.8	— 37.0	— 10.9	26.1	— 26.7	— 19.5	7.2
Mai . .	83.2	75.5	— 10.2	— 12.3	— 10.6	— 11.0	— 25.3	— 0.1	25.2	— 13.7	— 8.7	5.0
Juni . .	83.1	71.8	— 1.6	— 2.2	— 1.8	— 1.8	— 9.4	2.8	12.2	— 3.7	— 0.2	3.5
Juli . .	82.9	70.8	0.3	— 0.3	0.2	0.1	— 3.1	2.8	5.9	— 1.1	1.0	2.1
August .	82.8	102.4	— 1.0	— 2.5	—	— 1.8	— 8.0	2.4	10.4	— 3.7	— 0.2	3.5
Sept. . .	83.1	100.9	— 8.3	— 9.7	—	— 9.0	— 24.9	0.6	25.5	— 12.5	— 6.2	6.3
Oktober .	82.5	114.8	— 22.3	— 21.2	(— 20.8)	— 21.8	— 33.7	— 10.9	22.8	— 25.4	— 17.7	7.7
Nov. . .	82.0	104.8	— 30.9	— 30.9	— 24.4	— 28.7	— 40.3	— 9.0	31.3	— 32.2	— 24.8	7.4
Dezember	82.4	98.0	— 35.0	— 32.6	— 29.1	— 32.2	— 42.8	— 18.8	24.0	— 35.2	— 28.7	6.5
Jahr . .	82.7	89.2	— 19.9	— 20.5[2])	—	— 19.2	— 50.8	3.2	54.0	— 22.3	— 16.3	6.0

[1]) In einem Referat in Monthly Weather Review (Sept. 1905) wird die Erklärung darin gesucht, daß die unter dem Horizont stehende Sonne doch in den hohen Schichten der Atmosphäre um Mittag herum wärmend wirkt (eine „Wärmedämmerung" dort eintritt), die Dunstschichten auflöst und die Wärmeausstrahlung bei Tag steigert über jene bei Nacht. „So tritt auch in den gemäßigten Zonen das Temperaturminimum in der frühen Morgendämmerung ein, ja zuweilen sogar nach Sonnenaufgang an den klarsten Tagen in großen Höhen."

[2]) Mittlere Position 1894, 81.1°; 1895, 84.6° N (83° E). März, April 1896 sind ganz abnorm, dürften besser ausgeschlossen werden.

Digitized by Google

	Täglicher Gang und Temperaturabweichungen vom Mittel				Periodische Amplitude	Aperiodische Amplitude	Veränderlichkeit der Temperatur			Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit	
	Min.	Zeit	Max.	Zeit			Mittel	steigend	fallend		Mittel	Tägliche Amplitude
Januar . . .	— 0.4	3.5p	0.3	5.5a	0.7	7.1	3.27	3.6	2.9	0.2	81	0.4
Februar . .	— 0.1	0.6p	0.2	6.8a	0.3	8.0	4.74	5.1	4.5	0.3	85	0.2
März . . .	— 0.4	0.2a	0.5	2.4p	0.9	7.9	3.97	3.9	4.1	0.5	81	0.5
April . . .	— 1.6	2.4a	1.6	2.2p	3.2	7.2	2.56	2.6	2.5	0.7	81	1.3
Mai	— 0.9	2.7a	0.8	2.8p	1.7	5.0	2.03	2.1	2.0	1.8	83	2.7
Juni	— 0.7	2.6a	0.6	2.1p	1.3	3.5	1.02	1.1	1.0	3.6	89	3.4
Juli	— 0.3	2.3a	0.4	1.3p	0.7	2.1	0.56	0.6	0.5	4.3	95	1.8
August . .	— 0.5	0.2a	0.5	2.4p	1.0	3.5	0.91	0.8	1.1	3.7	91	2.5
September .	— 0.4	1.8a	0.4	1.9p	0.8	6.3	2.35	2.0	2.7	2.2	87	1.1
Oktober . .	— 0.3	7.1a	0.3	1.4a	0.6	7.7	3.55	3.1	4.0	0.8	79	0.6
November .	— 0.4	2.7p	0.3	11.9p	0.7	7.4	3.91	3.9	3.9	0.4	80	0.5
Dezember .	— 0.2	8.9a	0.2	1.4a	0.4	6.5	3.53	3.6	3.5	0.3	81	0.3
Jahr	— 0.5	—	0.5	—	1.0	6.0	2.70	2.7	2.7	1.6	84.5	1.1

Der Verfasser untersucht dann auch eingehend den Einfluß der Windstärke auf den täglichen Gang der Temperatur. In der sonnigen Zeit des Jahres besteht kein charakteristischer Unterschied zwischen dem Temperaturgang bei schwachen und bei starken Winden. Wohl aber während der Polarnacht, wenn auch der Einfluß geringer ist als jener der Bewölkung.

Täglicher Gang der Temperatur in der Polarnacht bei schwachen und bei starken Winden.

	Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10
$v < 4.5$	0.12	0.47	0.51	0.31	0.07	— 0.07	— 0.14	— 0.19	— 0.25	— 0.29*	— 0.27	— 0.20
$v > 4.5$	0.10	— 0.23	— 0.30*	— 0.13	— 0.04	0.00	0.01	0.01	0.08	0.13	0.16	0.21

Mittlere Temperatur — 32.6° und — 27.9. Die Temperatur ist in allen Monaten, Juli und August ausgenommen, niedriger mit schwachen Winden, und höher mit starken Winden (Jahr $v < 4.5$, — 21.1°, $v > 4.5$, — 17.0), bei den stärkeren Winden herrscht im allgemeinen die gewöhnliche tägliche Periode.

Als mittlere Temperatur für die mittlere Position 82.7° N, 89.2° E v. Gr. stellt sich — 19.2° heraus. Eine parabolische Kurve gibt als kältesten Tag den 2. Febr. mit — 36.7°, als wärmsten den 15. Juli mit + 0.2°, die Temperatur hielt sich im Mittel über dem Gefrierpunkt vom 6. bis 24. Juli, also nur 18 Tage [1]).

Die kälteste Pentade ist 15. bis 19. Februar mit — 41.7°, die wärmste 10. bis 14. Juli mit + 0.75. Der wärmste Tag ist deshalb doch wohl etwas höher anzusetzen als + 0.2. Die Mittel der Julipentaden, ausgeglichen nach dem Schema $(a + 2b + c) : 4$, sind:

Juli	2	7	12	17	22	27
Temperatur	— 0.1	+ 0.0	+ 0.4	+ 0.4	0.0	— 0.1

Nach Tabelle S. 484 erhält man als mittlere Tagestemperaturen, der Juli ausgeglichen, wie oben:

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
— 0.05	0.13	0.68	0.28	0.64	0.83	0.90	0.81	0.52	0.33	0.27	0.40	0.43	— 0.08

Die höchste Tagestemperatur erreicht also doch nahe + 1°.

Die beiden ersten Augustpentaden haben auch rund + 0.2, aber dann sinkt die Temperatur rasch.

Die absoluten Temperaturextreme waren — 52.0 am 12. März 1894 und + 4.0 am 20. Juni 1896 und + 3.5 am 15. Juli 1894.

Die Temperatur hielt sich unter — 40° an 50 Tagen im Jahre durchschnittlich (längste Periode 18 Tage im Januar) November 3, Dezember 6, Januar 13, Februar

[1]) Die Gleichung: $-19.19 + 18.72\ sin\ (267.1° + x) + 2.15\ sin\ (102.0° + x)$ gibt Min. — 35.9 am 25. Jan. und Max. + 1.6 am 15. Juli, Mohn zieht mit Recht das obige Resultat vor.

Digitized by Google

17, März 11. Die Temperatur hielt sich über dem Gefrierpunkt im Mittel an 68 Tagen des Jahres: Mai 2, Juni 17, Juli 30, August 16, September 3 Tage.

Die interdiurne Veränderlichkeit der Lufttemperatur (S. 488 bis 492). Dieselbe erreicht im Winter 3.85°, sinkt aber im Juli und August auf 0.7° herab. Die große Konstanz der Temperatur im Sommer ist ein besonderer Charakterzug des Polarklimas, auch die mittlere Monatsschwankung beträgt im Juli und August bloß 8°, während sie vom November bis März 31.3 im Mittel erreicht.

Die Häufigkeit von Temperaturänderungen gewisser Größe ersieht man aus folgenden Zahlen.

Häufigkeit gewisser Änderungen der Tagestemperatur pro Monat.

Temp.-Stufen:	0/1	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	6/7	7/8	8/9	9/10	10/11	11/12	12—21
Winter	6.4	4.4	3.8	4.0	2.6	2.8	1.1	1.3	1.2	0.8	0.4	0.6	0.5
Frühling	7.9	7.2	4.1	3.2	2.3	2.4	0.9	0.8	0.8	0.4	0.1	0.4	0.0
Herbst	6.0	5.6	6.6	3.3	2.7	1.8	1.6	1.5	0.4	0.8	0.0	0.1	0.4
Mittel	6.8	5.7	4.8	3.5	2.5	2.3	1.2	1.2	0.8	0.7	0.2	0.3	0.3
Sommer	22.0	5.8	1.6	0.8	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—

Temperaturwechsel von Tag zu Tag über 2° gibt es pro Monat vom Herbst bis zum Frühling an 17.8 Tagen, im Sommer nur an 2.8 Tagen.

Vom 20. zum 21. Februar 1896 stieg die Tagestemperatur von — 40.8° auf — 19.0, d. i. um 21.8°, und die registrierte Momentantemperatur von — 43.0° auf — 5.4 um 37.6°. Der Wind war südlich und das Barometer fiel von 767 mm am 20. auf 724 mm am 22. Februar. Die mittlere Länge der Temperaturwellen beträgt 4.3 Tage im Winter, 4.0 im Frühling, 3.5 im Sommer und 3.9 im Herbst, Mittel 3.93. Der Temperaturanstieg dauert kaum länger als der Abfall derselben (nur im Frühling ist der Unterschied merklich + 2.26, — 1.83), die längsten Perioden von 6 Tagen sind selten. Die Temperatur steigt an 186.5 Tagen und fällt an 178.5 Tagen.

Thermische Windrosen (S. 493 bis 498). Dieselben finden sich für jeden der 34 Monate einzeln berechnet. Wir wollen nur einen kurzen Auszug aus diesen Tabellen hier mitteilen, und die Daten auf acht Windrichtunngen reduzieren.

Thermische Windrosen.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Polarnacht . . .	— 32.3	— 32.1	— 32.6*	— 29.8	— 29.1	— 29.1	— 27.8	— 29.8	— 33.9
Polartag	— 8.3	— 11.1*	— 8.7	— 6.8	— 5.2	— 3.7	— 3.5	— 5.3	— 5.1
Äquinoktium . .	— 20.8	— 20.0	— 25.1*	— 22.2	— 17.1	— 16.0	— 20.8	— 21.6	— 18.2

Der kälteste Wind kommt aus den N- und E-Quadranten, der wärmste von Süd und West. Die Temperaturdifferenz beträgt während des Polartages 7.6° (im Juli bloß 0.7), während der Polarnacht 4.8°. Da die nördlichen Winde die kältesten, die südlichen die wärmsten, so ist unter 82° kein Einfluß des sibirischen Kältepoles mehr zu spüren. Im allgemeinen sind die Kalmen wärmer als der kälteste Wind in allen Monaten, den Februar ausgenommen (das Mittel gibt ein anderes Resultat als der Vergleich des kältesten Windes in jedem einzelnen Monat mit der entsprechenden Kalmentemperatur).

Die Temperatur im Krähennest war in der kälteren Zeit häufig höher als auf Deck im Thermometerhaus.

IV. Luftfeuchtigkeit (S. 499 bis 510). Bei dem geringen Gehalt der Luft an Wasserdampf im höchsten Norden und den geringen Veränderungen desselben können wir dieses Element hier kurz erledigen. Die wichtigsten Daten über den täglichen und jährlichen Gang haben wir in unsere Tabelle (S. 104) aufgenommen. Der tägliche Gang

Digitized by Google

des Dampfdruckes ist der gewöhnliche, der Dampfdruck hält sich über dem Mittel von 10^h vormittags bis 10^h abends, auch in der Polarnacht, die Amplituden sind aber sehr klein, 0.03 Polarnacht, 0.21 Polartag, 0.13 im Jahresmittel (Min. 2.5^a, Max. 3^p). Die atmische Windrose zeigt, daß die kältesten Winde die trockensten, die wärmsten die feuchtesten sind, wie zu erwarten. Die Differenzen sind nur während des Polartages merklich (NE 2.32 Min., W 3.61 Max.).

Der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit zeigt gleichfalls nichts bemerkenswertes, die Amplituden sind sehr klein. Im Mittel des Jahres ist der tägliche Gang folgender.

Abweichungen vom Mittel in Prozenten.

	Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10
Rel. Feuchtigkeit	0.52	0.54	0.38	0.15	0.01	−0.33	−0.49*	−0.51*	−0.47	−0.27	0.1	0.33

Im Sommer ist die Abweichung um Mitternacht +1.2, und um 2^h nachmittags −1.3 Proz., Amplitude 2.5 Proz.

Die Ostwinde sind die trockensten, die Westwinde die feuchtesten, dunkle Zeit Min. E 78 Proz., Max. WSW 81 Proz., Polartag ENE 85 Proz., SW 89 Proz.

V. Bewölkung (S. 511 bis 526). Der tägliche Gang der Bewölkung ist in der dunkeln Zeit stärker ausgesprochen als in der hellen Zeit.

Täglicher Gang der Bewölkung.

	Mittern.	2	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10	Mittel
Nacht. .	−0.14	−0.20	−0.30*	−0.08	0.21	0.26	0.28	0.26	0.11	0.09	−0.19	−0.03	4.28
Tag . .	−0.05	−0.17	−0.33*	−0.25	−0.10	0.01	0.14	0.17	0.14	0.18	0.18	0.05	7.72
Jahr . .	−0.04	−0.17	−0.27*	−0.10	0.11	0.14	0.17	0.16	0.08	0.02	0.00	0.01	6.23

Der Tag hat eine stärkere Bewölkung als die Nacht. Herr Mohn untersucht auch hier wieder im Detail den Einfluß der Windstärke auf den täglichen Gang der Bewölkung für die einzelnen Monate, wie für die Jahreszeiten. Die Tage mit stärkeren Winden haben eine größere Bewölkung. Der Unterschied ist am beträchtlichsten in den kälteren Monaten und beträgt 3.4 von Januar bis April. Die schwächeren Winde im Winter und die stärkeren im Sommer geben keine merkliche tägliche Änderung der Bewölkung. Die allgemeine Regel ist, daß die Bewölkung bei Tag größer ist als bei Nacht, und daß die tägliche Amplitude derselben bei stärkeren Winden erheblicher ist als bei schwachen.

Extreme im täglichen Gange der Bewölkung im Jahresmittel.

	Mittel	Bewölkung Mittel	Minimum	Maximum	Amplitude
$v < 4.5$	3.10	5.44	4^a −0.32	3^p +0.18	0.50
$v > 4.5$	6.27	7.36	4^a −0.33	10^a +0.31	0.64

Der jährliche Gang der Bewölkung.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
3.65	4.07	5.62	4.84	7.57	8.67	9.06	8.45	9.10	6.26	3.89	3.55	6.23
					Ausgeglichen.							
3.7*	4.4	5.0	5.7	7.2	8.5	8.8	8.8	8.2	6.4	4.4	3.7*	6.23

Der Dezember hat die kleinste Bewölkung, der Juli wohl im langjährigen Mittel die größte. Die Zahl der klaren und der bedeckten Tage ist:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Klare Tage	41	24	0	15	80
Bedeckte Tage	20	41	77	45	183

Die nephischen Windrosen, die für 16 Richtungen und für jeden Monat berechnet worden sind, zeigen, daß die Nord- und Ostwinde die heitersten, die Westwinde die trübsten gewesen sind.

Digitized by Google

Nephische Windrose.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Polarnacht	3.6*	4.1	4.3	4.8	4.8	4.9	5.0	3.8
Polartag	7.3	7.1*	7.4	7.5	7.5	8.3	8.1	7.6

Die tägliche Periode der Wolkenformen. Eine Tabelle (S. 520 bis 521) enthält die Häufigkeit der verschiedenen Wolkenformen von zwei zu zwei Stunden in den vier Jahreszeiten. Wir führen nur die Hauptergebnisse hier an:

Cirrus ist am häufigsten bei Tag und am seltensten in den frühen Morgenstunden. Cirrostratus hat eine ähnliche, aber weniger gut ausgeprägte tägliche Periode.

Cirro Cumulus hat ein Maximum der Häufigkeit um 2^h nachmittags und ein Minimum um 2^h morgens in allen Jahreszeiten.

Strato Cumulus hat ein Maximum bei Tage, im Frühling und Sommer Nachmittags, im Herbst vormittags, das Minimum tritt in den frühen Morgenstunden ein.

Cumulus hat eine schwache tägliche Periode mit einem Maximum um nachmittag und einem Minimum um Mitternacht.

Stratus erreicht sein Maximum in den frühen Morgenstunden, und das Minimum um Mittag und Nachmittag. Die Amplitude ist im Sommer und Herbst erheblich.

In der jährlichen Periode (Tabelle S. 522) erreichen alle Wolkenformen das Maximum in dem wärmeren Teile des Jahres, nur der Cirrostratus hat das Hauptmaximum im Januar.

Richtung des Wolkenzuges (Tabelle S. 423). Wir dürfen uns wohl damit begnügen, bloß die resultierenden Richtungen hier wiederzugeben. Die Richtung des Wolkenzuges ist im Mittel von WNW und NW, während der mittlere Wind von SSE kommt.

Die mittlere Richtung während der hellen Zeit ist:

Cirrus	S 15° E	$R = 5$	Cirro Cumulus . . . . . N 46° W $R = 29$
Cirrostratus	N 66° W	$R = 23$	Untere Wolken . . . . . N 60° W $R = 8$
Cirrus- und Cirrostratus . .	N 74° W	$R = 25$	Wind . . . . . S 23° E

Polarbanden (Cirrus Belts) hatten zumeist die Richtung NE—SW und SE—NW (je 12 Fälle), seltener N—S (7) und E—W (4 Fälle).

VI. Niederschlag (S. 526 bis 540). Für jeden Monat der Drift des Fram und für jede Beobachtungsstunde wurde die Zahl der Fälle, in welchen es Regen, Schnee, Schlacken (sleet) oder Hagel gab, notiert. Die Summe dieser Fälle, dividiert durch die Zahl der Beobachtungen zu jeder Stunde, gibt die Niederschlagswahrscheinlichkeit dieser Stunde.

Wir reproduzieren hier die Ziffern für den täglichen Gang der Niederschläge, aber nur im Mittel der Jahreszeiten.

Niederschlagswahrscheinlichkeit, Abweichungen vom Mittel pro Mille. (Einheiten der dritten Dezimale.)

	Mittern.	2	4	6	8	10	Mttg.	2	4	6	8	10
Winter	7	— 2	— 3	4	9	2	— 9	—14*	— 9	1	7	10
Frühling	—17	—48	—57*	—29	9	18	25	35	26	16	16	10
Sommer	10	—12	—32*	—38	—13	— 5	—11	3	17	11	29	37
Herbst	— 1	—12	—13*	— 1	15	15	4	— 2	— 8	— 8	3	12
Jahr	— 0	—19	—26*	—16	5	8	2	6	7	5	14	17
Frühl. u. Sommer	— 3	—30	—45*	—33	— 2	7	7	19	22	13	22	23

Digitized by Google

Abends von 6 bis 10^h etwa ist das ganze Jahr hindurch die Niederschlagswahrscheinlichkeit über dem Mittel, desgleichen morgens von 2 bis 6 (etwa) unter dem Mittel, zu den übrigen Tagesstunden ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit bald über, bald unter dem Mittel. Frühling und Sommer stimmen am besten miteinander und liefern den entschiedensten täglichen Gang; Minimum um 4^a — 0.045, Maximum 10^h abends + 0.023, von 10^a bis 10^p ist die Niederschlagswahrscheinlichkeit über dem Mittel. Die jährliche Periode der Niederschlagswahrscheinlichkeit beträgt im Mittel von drei Jahren (August, September zwei Jahre):

Mittlere Niederschlagswahrscheinlichkeit (pro Stunde).

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0.137	0.151	0.127	0.156	0.186	0.180	0.168	0.195	0.210	0.128	0.082	0.089	0.151
Ausgeglichene Werte.												
0.128	0.141	0.140	0.156	0.177	0.179	0.178	0.192	0.186	0.137	0.097*	0.099	0.151

Dieser Gang läuft ziemlich parallel mit jenem der Bewölkung.

Aus der Häufigkeit der Niederschläge bei jeder der 16 Windrichtungen (Tab. S. 529) und der Häufigkeit dieser Winde selbst ergibt sich die Niederschlagswahrscheinlichkeit bei jeder der 16 Windrichtungen (Tabelle S. 530) in jedem Monate. Wir führen hier nun die Jahresmittel an und diese reduziert auf acht Windrichtungen.

Niederschlagswahrscheinlichkeit bei

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
0.14	0.18	0.20	0.22	0.20	0.16	0.11	0.12

Im Mittel sind die SE-Winde am häufigsten, die W- und NW-Winde am seltensten von Niederschlägen begleitet gewesen. Doch variieren die Verhältnisse nach den Monaten.

Jährliche Periode der Niederschläge. Mittlere Zahl der Tage mit Schnee und mit Regen.

Mittlere Zahl der Schneetage.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
11.0	11.3	13.0	12.7	19.3	17.0	13.6	14.0	13.0	14.3	8.7	8.7	156.6
Nur Regen.												
0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	2.7	7.0	5.0	8.5	0.0	0.0	0.0	23.9
Niederschlagstage überhaupt.												
11.0	11.3	13.0	12.7	20.0	19.7	20.6	19.0	21.5	14.3	8.7	8.7	180.5

Schneefall gab es in jedem Monat, Regen nur von Mai bis September inkl. Der erste Regen trat im Mittel am 29. Mai ein, der letzte fiel am 24. September. Hagel gab es fünfmal, Juni und Juli 1894 (2 Fälle), Juli 1894 (2 Fälle) und einmal im März 1896.

Herr Mohn berechnet auch für jeden Monat die Häufigkeit der Regenperioden nach ihrer Länge von 1 bis zu 16 Tagen (Tabelle S. 533). Ferner nach Köppens Methode die Wahrscheinlichkeit der Niederschläge, die Gesamtdauer in Stunden und die mittlere Niederschlagsdauer an einem Niederschlagstage in Stunden. Diese letztere ergibt sich im: Winter 8.6, Frühling 7.8, Sommer 6.8, Herbst 6.5, Jahr 7.4 Stunden.

Die Niederschlagsmenge konnte aus bekannten Ursachen nicht verläßlich gemessen werden. Die Regenhöhe betrug 1894 im Juni 3.4, Juli 7.6, August 2,1 mm, 1895: Juni 3.3, Juli 29.1, August 2.5 und September 1.6 mm. Am 30. Juli fielen 19.7 mm Regen und Schnee.

Digitized by Google

Nebel. Tägliche Periode (S. 536). Im Frühling ist der Nebel am häufigsten zwischen 8^a und Mittags, dann wieder abends 8^h und 10^h; im Sommer und Herbst von 8^h abends bis 2^h morgens, bei Tage von 6 bis 2^h morgens. Bei Tage sind von 6 bis 4^h Nebel am seltensten.

Jährliche Periode. Zahl der Tage mit Nebel.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0.0	0.0	1.7	0.7	2.0	10.3	20.3	16.0	10.0	4.5	1.0	0.0	66.5

Im Juli sind die Nebel am häufigsten, die absolute Wahrscheinlichkeit eines Nebels ist dann 0.19. Im Winter fehlen Nebel ganz.

Die Tabellen S. 538 und 539 enthalten die Zahl der Beobachtungen verschiedener optischer Erscheinungen: Sonnenhöfe und Nebensonnen, Mondhöfe und Nebenmonde, Säulen bei Sonne und Mond, und Wasserhimmel.

VII. Temperatur des Polareises (S. 540 bis 569). Die Temperatur der Eisdecke wurde ziemlich regelmäßig um 8^a und 8^p gemessen an der Oberfläche und in den Tiefen von 0.5, 1.0, 1.5 und 2.0 m (anfangs 0.4, 0.8, 1.2 und 1.6 m). Die Methode der Messung und die mancherlei Schwierigkeiten, die den Messungen entgegenstanden, finden sich von Nansen selbst in der Einleitung zu diesem Kapitel erörtert. Die Beobachtungsergebnisse, welche von Mohn sehr eingehend berechnet und diskutiert werden, sind von großer Wichtigkeit für die Theorie der Eisbildung in den Polarmeeren und für das Wachsen der Eisdecke. Da während des Winters von der untersten Schicht der Eisdecke (die etwa 3 m Dicke erreicht) vom Wasser her, das sich auf -1.6^0 erhält, ein Wärmefluß nach oben geht (überhaupt solange die Eisdecke in einer Schicht kälter ist als -1.6^0), so ist die Theorie der Wärmebewegung in der Eisdecke viel komplizierter als im festen Boden.

Es ergibt sich aus den Beobachtungen in den verschiedenen Tiefen, daß die Wärmewelle von oben im Eise eine Tiefe von etwa 25 m erreichen würde (im Jahre), aber die größte Dicke des Polareises beträgt bloß 3 m. Unterhalb ist Seewasser von -1.6^0. Den Wärmeleitungskoeffizienten K findet Mohn aus den Phasenwinkeln zu 0.9 (cm/min.), die Amplituden geben einen weniger gut stimmenden Wert.

Die mittleren Temperaturen und Jahresamplituden der Temperatur in verschiedenen Tiefen (Differenz der extremen Monatsmittel) sind:

	Luft	0.4 m	0.8 m	1.2 m	1.6 m	2 m	(3 m)
Mittel	— 16.8	— 12.2	— 10.1	— 8.5	— 7.0	— 6.0	— 4.1
Maximum	(— 35.6)	— 24.3	— 20.2	— 17.0	— 13.7	— 11.8	— 7.9
Minimum	(— 0.6)	— 0.2	— 0.1	0.0	— 0.3	— 0.2	— 0.4
Differenz	(35.0)	24.1	20.1	17.0	13.4	11.6	7.5

Die Amplituden nehmen im Eise ab nach dem Gesetz $\log A_h = 1.4638 - 0.2026\,h$. Die Verzögerung der Phasenzeiten mit der Tiefe beträgt 14.65^0 pro Meter, d. i. 14.86 Tage pro Meter.

Die Oberfläche des (mit Schnee bedeckten) Eises war das ganze Jahr hindurch (Juni ausgenommen Diff. -0.1^0) wärmer als die Luft, im Dezember um 9.3^0.

Die Temperaturdifferenz zwischen dem Eise in 3 m Tiefe und dem unterliegenden Wasser berechnet sich folgendermaßen:

Wasser—Eis in 3 m.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
4.5	5.8	6.3	5.7	4.3	2.4	0.5	— 0.8	— 1.2	— 0.7	0.7	0.7	2.5

Nur von August bis Oktober ergibt sich das Wasser kälter als das Eis.

Digitized by Google

Tafel X des Werkes enthält Isoplethen, welche den Gang der Temperatur im Eise im Lauf des Jahres vorstellen. Am Ende des Frühlings oder bei Beginn des Sommers ist die Temperatur in allen Tiefen des Eises nahe dieselbe und beträgt -3.5^{0}.

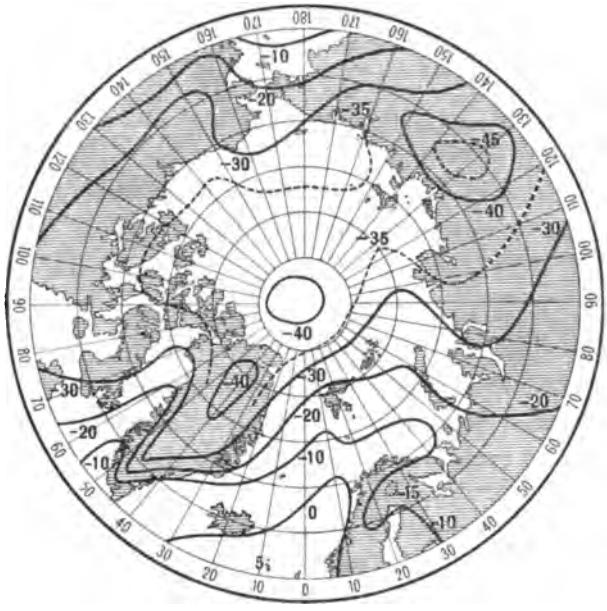


Fig. 1. Isothermen des Januar.

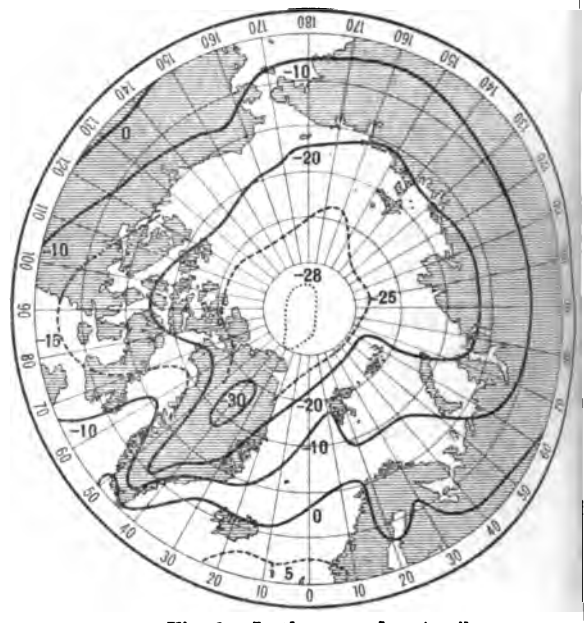


Fig. 2. Isothermen des April.

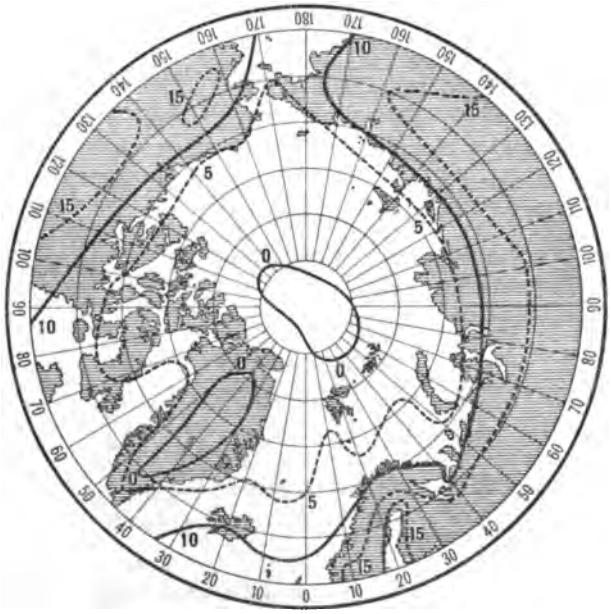


Fig. 3. Isothermen des Juli.

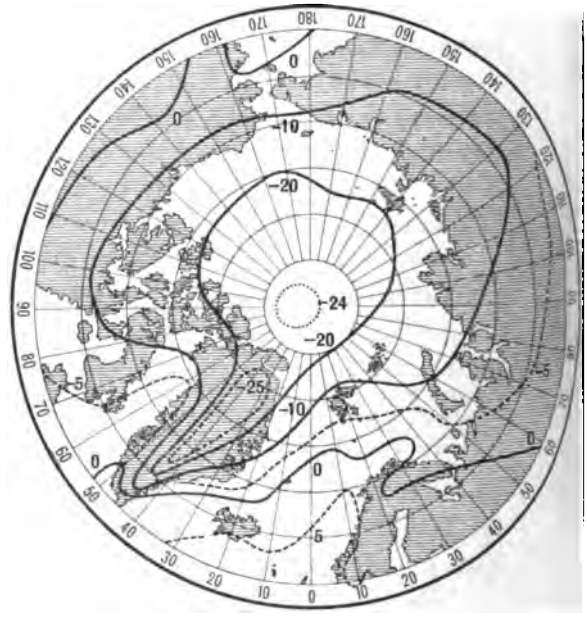


Fig. 4. Isothermen des Oktober.

VIII. Die Verteilung von Luftdruck und Temperatur um den Nordpol (S. 570 bis 576). Die Tafeln XI bis XIII enthalten die Isobaren der Monate, und die Tafeln XIV bis XVI (einschließlich) die Isothermen, gegründet auf alle jetzt vorliegenden Beobachtungsergebnisse. Wir reproduzieren in Fig. 1 bis 8 die Isobaren und Isothermen der vier Monate Januar, April, Juli und Oktober. In allen Monaten ist das Nordatlantische Druckminimum mehr oder weniger entwickelt. Auf

Digitized by Google

der anderen Seite finden wir das Pacifische Minimum im Norden der Beringstraße und Alaska. Dazwischen erstreckt sich ein Rücken höheren Druckes von Nordamerika nach Ostsibieren hinüber, welchen A. Supan die „arktische Windscheide" genannt hat (Pet. Mitt. 1891, S. 191). Der Luftdruck um den Nordpol scheint sein

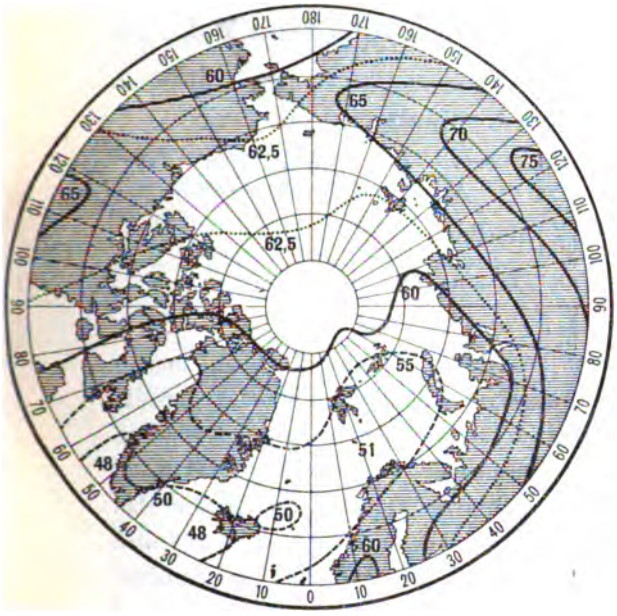


Fig. 5. Isobaren des Januar.

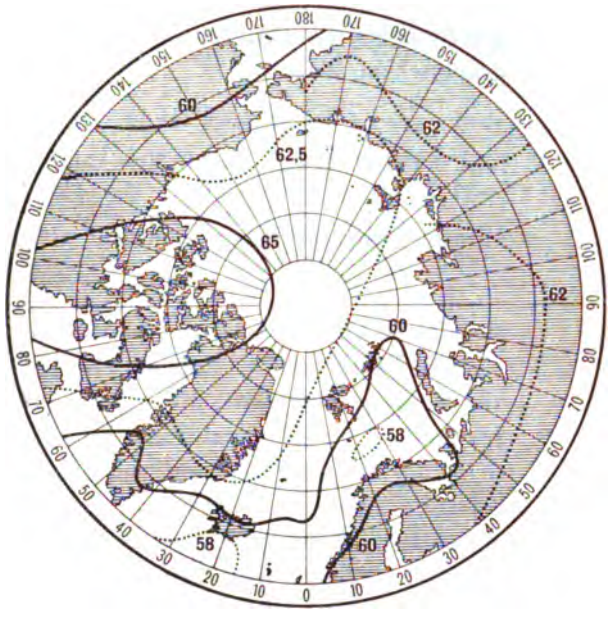


Fig. 6. Isobaren des April.

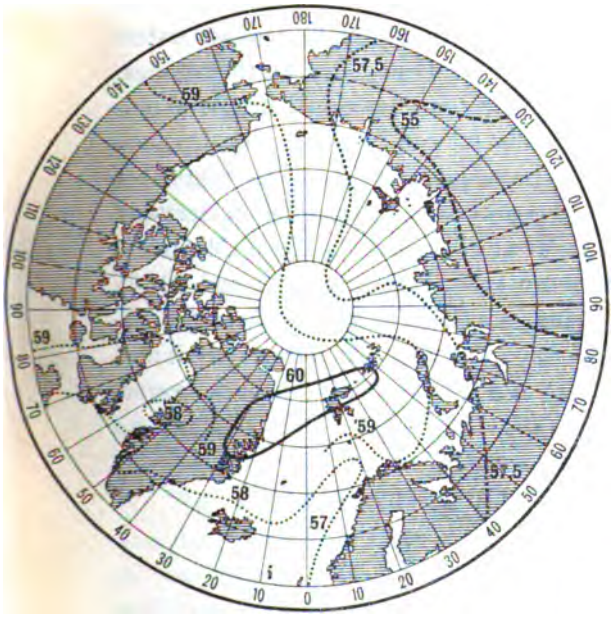


Fig. 7. Isobaren des Juli.

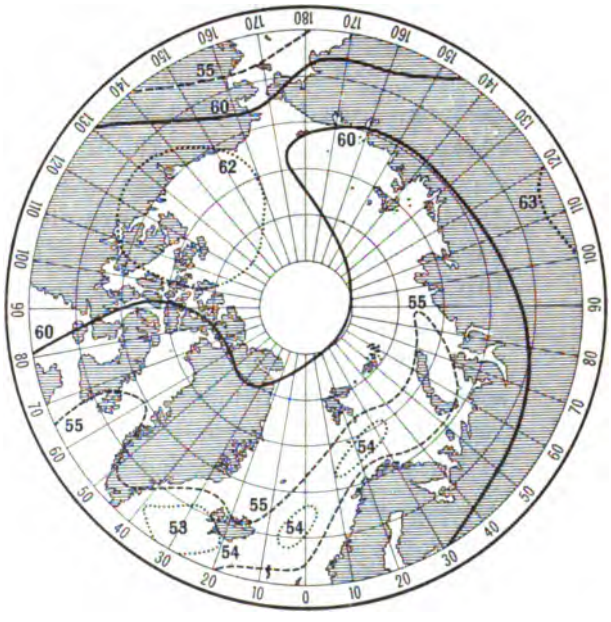


Fig. 8. Isobaren des Oktober.

Maximum im April zu erreichen mit 764 mm (mit Schwerekorrektion, wie alle Druckangaben hier), sein Minimum von Juni bis September. Die jährliche Schwankung beträgt nur etwa 5 mm.

Längs der Route des Fram von den Neusibirischen Inseln bis zum Norden von Spitzbergen ergeben sich nach den Isobaren im Winter südöstliche bis östliche Winde von erheblicher Stärke (Nordseite der atlantischen Depression), für den Sommer

Digitized by Google

schwache Winde von variabler Richtung. Dies stimmt vollkommen mit den Windtabellen auf S. 284/85 u. 315 in diesem Werke.

Um Isanomalen der Temperatur zeichnen zu können, hat Herr Mohn nach seinen Isothermenkarten die mittlere Monatstemperatur der Breitengrade 60°, 65° usw. bis zum Pol bestimmt, die wir an einer anderen Stelle dieser Zeitschrift mitgeteilt haben (S. 47), für die mittlere Temperatur des Pols selbst findet Mohn auf graphischem Wege

Mittlere Temperatur des Nordpols.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
−41	−41	−35	−28	−13	−2	−1	−3	−13	−24	−33	−38	−22.7

Diesem Temperaturgang entspricht genähert die Gleichung:

$$-22.66 + 20.88\, sin\,(266.9^0 + x) + 2.65\, sin\,(109.1^0 + 2x),$$

sie gibt −41.4 für den 30. Januar und +0.7 für den 16. Juli.

In bezug auf die Temperaturverteilung um den Nordpol verweisen wir auf unsere vier Isothermenkärtchen. Herr Mohn gibt auch eine Karte der Linien gleicher Jahresschwankung der Temperatur um den Pol, zwei Karten für die Wanderung der Isotherme 0° in der Circumpolarregion, sowie Karten der thermischen Isanomalen (Tafel XVII bis XX). Das Innere von Grönland hat eine negative Temperaturanomalie das ganze Jahr hindurch, die norwegische See hat im Januar und Februar +25° und darüber, dagegen das Innere von Sibirien gleichzeitig (Jan.) −25°, im Sommer aber +6°.

IX. Die Barometerdepressionen und ihre Bewegung (S. 577 bis 587). Herr Mohn hat alle Barometerdepressionen während der Drift des Fram genauer untersucht, er führt deren 73 auf, und zwar mit Angabe der Dauer, der Fortbewegungsrichtung, Lage in der kleinsten Entfernung, niedrigsten Druck und größte Windstärke. In bezug auf die Ableitung dieser Daten müssen wir auf das Original verweisen. Auf Oktober bis März kommen 50 Depressionen, auf April bis September deren 23; die mittlere Dauer betrug vier Tage, der mittlere niedrigste Barometerstand war 747 mm, das mittlere Maximum der Windgeschwindigkeit 9.7 m/sec (Maximum 18.0 bei den Depressionen vom 17. bis 24. Februar 1896, Minimum 724.1 und 724.5).

In den 10 Fällen, in welchen das Minimum den Kurs des Fram kreuzte, betrug der mittlere Barometerstand 742.3. Es ergibt sich, daß die Barometerminima, sowie die größten Windstärken auf dem Kurs des Fram nicht erheblich waren, gegenüber jenem im europäischen Nordmeere und an einigen Polarstationen, wo 21 bis 40 m Windgeschwindigkeit erreicht worden sind.

Die Häufigkeit der Richtungen der Barometerdepressionen waren:

Gegen	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Jahr	10.5	12	22	14	5	3	4	2.5*

Winter wie Sommer war die Bahn der Depressionen zumeist nach Ost gerichtet. Mittlere Richtung E 7° N, Winter E 4° N, Januar E 19° N.

Die Depressionen, bei denen das Barometer mehr als 10 mm fiel, waren häufiger im Winter als im Sommer im Verhältnis von 2.6 zu 1.

Die Depressionen, deren Zentrum über den Fram hinwegging, hatten eine mittlere Richtung E 1° S und eine mittlere Dauer von 3.8 Tagen.

Barometrische Depressionen passierten auf allen Seiten am Fram vorüber, aber vorwiegend auf der westlichen Seite, wie folgende Zahlen zeigen.

Digitized by Google

Lage der Depression bei größter Annäherung. Häufigkeit in Prozenten.

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Zentrum
13	10	6	6	14	9	14	14	14

Im ersten Winter (mittlere Breite 79° N) hielten sich die Zyklonenbahnen hauptsächlich auf der Nordseite des Fram, im zweiten Winter (82°) waren sie ziemlich gleichmäßig verteilt, doch überwog die Westseite, im dritten Winter (85°) lagen die Bahnen hauptsächlich im Süden vom Fram.

Herr Mohn bestimmt dann noch mittels seiner Grundgleichungen für die Barometerdepressionen den mittleren Durchmesser der Depressionen und ihre Geschwindigkeit. Er findet letztere zu 44 km pro Stunde oder 12.2 m pro Sekunde; in den 10 Fällen aber, in welchen das Zentrum den Fram kreuzte, ergeben sich 54 km oder 15 m pro Sekunde. Erstere Geschwindigkeit stimmt mit jener der europäischen Depressionen ziemlich überein.

X. Die (Ursachen der) täglichen und jährlichen Perioden der meteorologischen Elemente in dem arktischen Circumpolarmeere (S. 588 bis 608). In diesem Kapitel sucht Herr Mohn die früher nachgewiesenen Formen der täglichen und jährlichen Perioden der verschiedenen Elemente auf ihre Ursachen zurückzuführen. Der Eingang bildet eine Berechnung der Dauer der Dämmerung in den verschiedenen Breiten, die der Fram passiert hat, sowie der Strahlung der Sonne und der diffusen Strahlung. Die Tabelle S. 594 und 595 enthält für jeden Monat (dessen mittlere Breite gegeben ist) diese Elemente (Dauer des Sonnenscheins, der Dämmerung, Sonnenhöhe am Mittag, Strahlung um Mittag und um Mitternacht usw.). Auf Grund dieser berechneten Daten werden die Einflüsse von Einstrahlung und Ausstrahlung auf den täglichen und jährlichen Gang erörtert. Die Sonne erschien im Mittel erst Anfang März über dem Horizont, trotzdem trat die niedrigste Temperatur schon Ende Januar oder Anfang Februar ein. In der Zwischenzeit nimmt die Dämmerung rasch zu an Dauer und Ausdehnung und scheint auch als Wärmedämmerung zu wirken, wie schon Dove bemerkt hat. Es ist nicht gut möglich, in die Erörterungen über den Einfluß von Strahlung und Ausstrahlung, Windstärke und Richtung und Bewölkung auf die meteorologischen Perioden hier näher einzutreten.

Einige Proben dafür, wie Herr Mohn die täglichen Perioden auf ihre Grundursachen zurückzuführen sucht, mögen doch hier angeführt werden:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Tägliche Amplitude der Sonnenstrahlung, Cal.	0.014	0.436	0.651	0.125
Windgeschwindigkeit m/sec	4.42	4.42	4.42	4.65
Bewölkung	3.76	6.01	8.73	6.42
Tägliche Amplitude der Windstärke m/sec	0.15	0.61	0.36	0.42

Die Amplitude der täglichen Variation der Windstärke wächst mit der Amplitude der Strahlung, aber die starke Bewölkung im Sommer verlegt das Maximum auf das Frühjahr. Im Herbst ist die Windstärke größer, die Bewölkung nimmt wieder ab und deshalb die Amplitude wieder zu.

Ein Beispiel für die Abhängigkeit der täglichen Temperaturamplitude von den anderen meteorologischen Elementen:

	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
Tägliche Amplitude der Strahlung [1]), Cal.	0.168	0.515	0.625	0.633	0.639	0.681	0.273
Bewölkung, Mittel	5.62	4.84	7.57	8.67	9.06	8.45	9.10
Windgeschwindigkeit m/sec	4.25	4.05	4.97	4.56	4.40	4.31	4.74
Amplitude der tägl. Temperaturschwankung	0.89	3.29	1.69	1.32	0.69	1.07	0.78

[1]) Sonne und diffuse Strahlung.

Digitized by Google

Man sieht, welchen Einfluß die tägliche Änderung der Intensität der Strahlung auf die tägliche Temperaturamplitude hat, und wie ihr Einfluß durch die Änderung der Bewölkung und der Windstärke modifiziert wird.

Wir müssen uns mit diesen Beispielen der Erörterungen über den Zusammenhang und das Ineinandergreifen der täglichen Perioden der verschiedenen meteorologischen Elemente begnügen und verweisen den Leser in bezug auf die weiteren interessanten Erörterungen auf das Original. Herr Mohn bemerkt, daß die Sommertemperatur über 0° nur durch warme Winde erklärt werden kann, weil die Oberfläche des Eises und die offene Wasserfläche sich nicht über den Gefrierpunkt erheben kann. Ganz möchten wir dieser Ansicht nicht beipflichten. Die Wärmereflexe der sonnenbestrahlten Schneeoberflächen sind sehr erheblich und mögen auch die Lufttemperatur gelegentlich über den Gefrierpunkt erheben können — jedenfalls die von den Thermometern angegebene Temperatur, die sich ja nie völlig von der strahlenden Wärme unabhängig machen läßt[1]).

Die Schlittenexpedition und die Winterstation auf Franz Josefs-Land (S. 609 bis 653). Das Tagebuch der Beobachtungen findet sich in extenso mitgeteilt. Die mittleren Ergebnisse konnten wir schon früher (s. d. Zeitschrift 1904, S. 550) nach gefälligen Mitteilungen von Herrn Mohn in diese Zeitschrift aufnehmen. Von dem letzten Abschnitt: Beobachtungen in Ostspitzbergen (S. 654 bis 656) haben wir kürzlich schon einen Auszug gegeben (d. Z., S. 87).

Über die Registrierungen des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam im Jahre 1904.

(Mitteilung aus dem Meteorologisch-Magnetischen Observatorium in Potsdam.)

Von G. Lüdeling, Potsdam.

Mit zwei Figuren.

Die Registrierungen erfolgten mit Hilfe eines Benndorfschen mechanisch registrierenden Quadranten-Elektrometers, das gegen Ende des Jahres 1903 aufgestellt worden war und das ganze Jahr 1904 hindurch ohne nennenswerte Störungen recht gut funktionierte. Zu bemerken ist dabei, daß das Quadranten-Elektrometer in Potsdam jede Minute einen Kontakt gibt, also nicht bloß alle zehn Minuten, wie die älteren Instrumente derselben Art. Die Stundenabszisse beträgt etwa 5 cm, die Empfindlichkeit des Instrumentes wurde auf annähernd 1 mm = 12 Volt gehalten. Als Kollektor diente ein Wasserkollektor, der im sogen. Beobachtungsraume des Meteorologischen Observatoriums aufgestellt ist. Die Abtropfstelle befindet sich etwa 28 m über dem Erdboden und 1 m von der Fensterscheibe entfernt, durch welche das Abflußrohr frei hindurchgeht. Wie mehrfache Vergleichsmessungen gezeigt haben, ist der Reduktionsfaktor für diese Stelle auf ebenes Feld nahezu = 1.

Indem hinsichtlich einer genaueren Beschreibung des Instrumentariums, sowie der Auswertung und weiteren Verarbeitung der Kurven auf die demnächst in den

[1]) Siehe diese Zeitschrift 1894, S. 43/44 u. S. 49.

Digitized by Google

„Ergebnissen der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam“ erscheinende Darstellung hingewiesen werden muß, sollen im folgenden kurz einige erste Ergebnisse mitgeteilt werden. Dieselben beziehen sich nur auf „normale“ Tage, d. h. niederschlagsfreie, i. a. heitere und verhältnismäßig ruhige Tage, an denen auch die Registrierkurven des Potentialgefälles keine besondere Störung zeigten.

Was nun zunächst die absoluten Werte des Potentialgefälles anbetrifft, so finden sich Monatsmittel und Jahresmittel in Tabelle I zusammengestellt, mit gleichzeitiger Angabe der Anzahl von normalen Tagen, deren Registrierungen verwertet worden sind.

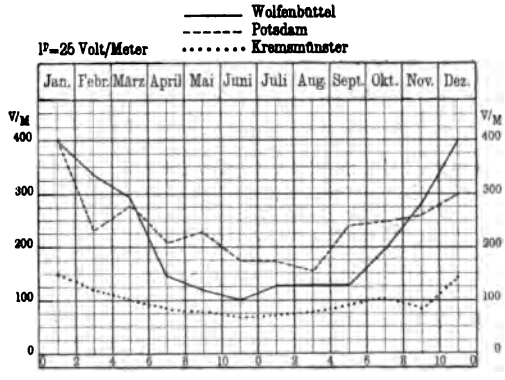
Tabelle I.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Anzahl d. norm. Tage	8	7	7	4	7	6	16	15	5	11	4	7	97
Monatsmittel *V/m* . .	406	229	286	214	226	174	177	158	234	246	261	298	242

Das aus 97 normalen Tagen abgeleitete Jahresmittel beträgt also 242 *V/m* und entspricht damit den Werten, die man in unseren Breiten im Binnenlande zu finden pflegt. Die Jahresamplitude beläuft sich auf 248 *V/m*, d. h. auf 102 Proz. des Mittelwertes. Für die Wintermonate (Dezember, Januar, Februar) ergibt sich ein Potentialgefälle von 311 *V/m*, für die Sommermonate (Juni, Juli, August) ein solches von 170 *V/m*, d. h. die Werte im Winter sind fast die doppelten von denen des Sommers.

Die in Tabelle I enthaltenen Zahlen geben auch unmittelbar den jährlichen Gang wieder. Derselbe findet sich auch in Fig. 1 in graphischer Darstellung und zwar zusammen mit demjenigen von Wolfenbüttel und Kremsmünster. Freilich sind diese drei jährlichen Gänge insofern nicht unmittelbar und streng miteinander zu vergleichen, als derjenige von Wolfenbüttel sich auf die Jahre 1888—91, derjenige von Kremsmünster auf 1903 und derjenige von Potsdam auf 1904 bezieht. Man ersieht jedoch sofort, daß der jährliche Gang an den drei Beobachtungsorten prinzipiell derselbe ist: das Maximum in den Winter-, das Minimum in den Sommermonaten, er ist also entgegengesetzt dem Gange der Sonnenstrahlung. Ob die in der Potsdamer Kurve besonders in den ersten Monaten des Jahres enthaltenen Zacken eine reale Bedeutung haben, oder ob sie nur auf Unsicherheiten und Zufälligkeiten beruhen, welche unter anderen schon die Auswahl der normalen Tage mit sich bringt, ist nicht sofort zu sagen. Die Möglichkeit liegt natürlich sehr wohl vor, daß die Schwankungen in der Tat nicht bloß äußeren Umständen zuzuschreiben sind; so könnte z. B. der niedrige Wert im Februar durch besondere meteorologische Verhältnisse bedingt sein. Darüber wird hoffentlich die eingehendere Bearbeitung des gesamten Materiales noch Auskunft geben.

Fig. 1.



Jährlicher Gang des luftelektrischen Potentialgefälles.

Eine auffallende Erscheinung in den drei jährlichen Gängen ist der beträchtliche Unterschied in der Jahresamplitude. Drückt man dieselbe in Prozenten des Jahresmittels aus, so ergibt sich für

Potsdam (1904)	bei einem Jahresm. v.	242	*V/m*	eine Jahresamplitude von	248	*V/m*	=	102	Proz.
Wolfenbüttel (1888/91)	„ „	„	221	„ „	„	368	„ „	167	„
Kremsmünster (1902)	„ „	„	98	„ „	„	79	„ „	81	„

Digitized by Google

Ob diese Unterschiede eine tiefere Bedeutung besitzen, läßt sich natürlich bei dem erst geringen Beobachtungsmaterial noch nicht sagen. Es ist ja denkbar, daß sich die Verhältnisse in anderen Jahren beträchtlich anders gestalten. Zu Änderungen werden meines Erachtens vorzugsweise Schwankungeu in den Winterwerten Anlaß geben, da letztere in hohem Grade von der Temperatur der Luft, des Bodens, von dem Vorhandensein einer Schneedecke u. dgl. abhängen dürften. Bei den sommerlichen Werten (d. h. der normalen Tage) ist dagegen aller Wahrscheinlichkeit nach eine größere Konstanz zu erwarten. Aber selbst wenn andere Beobachtungsjahre auch etwas andere Verhältnisse bringen sollten, so halte ich es doch für unwahrscheinlich, daß sie die anscheinend prinzipiellen Unterschiede im jährlichen Gange der drei Stationen verwischen oder ganz umgestalten. Wenn man bedenkt, daß die Meereshöhe des Beobachtungsortes in Potsdam ungefähr 107 m, in Wolfenbüttel 80 m und in Kremsmünster 402 m beträgt, so drängt sich die Vermutung auf, daß die sehr viel flachere Jahresamplitude in Kremsmünster der höheren Lage zuzuschreiben ist. Daß man auch Potsdam schon für eine Art Höhenstation anzusehen hat, wage ich noch nicht anzunehmen. Ein gewisses Anzeichen liegt dafür in den obigen Zahlen wohl vor, doch, wie bereits gesagt, ist das Beobachtungsmaterial noch ein zu spärliches, um einen solchen Schluß zu rechtfertigen. Es wird jedoch versucht werden, sich hierüber Aufschluß zu verschaffen, indem man eine zweite Station in der Ebene, etwa 2 km vom Observatorium entfernt anlegt und hier nahe dem Havelspiegel gleichzeitige Registrierungen mit der Hauptstation vornimmt. Aus einem Vergleich der Jahres- und Tagesamplituden wird sich dann vielleicht weiteres ableiten lassen.

Noch auf einen anderen Punkt möchte ich besonders aufmerksam machen nämlich auf den steilen Abfall in der Potsdamer Kurve vom Januar ab und auf den viel flacheren Anstieg vom September an. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Steilheit des Abfalles oder des Anstieges in den ersten und letzten Monaten des Jahres von der Schnelligkeit abhängt, mit welcher der gefrorene Boden auftaut und eine etwa vorhandene Schneedecke verschwindet bzw. mit welcher der Frost in der Erde oder eine Schneedecke sich einstellt. Wenn die Bodenluft beim Zustandekommen der luftelektrischen Erscheinungen eine erheblichere Rolle spielt, so dürfte das Auftreten von Frost und Schneedecke allerdings von größerem Einflusse sein, insofern, als der Bodenluft dann unbedingt das Austreten sehr erschwert, wenn nicht völlig unmöglich gemacht würde[1]).

Zur Ableitung des täglichen Ganges des Potentialgefälles dienen die in Tabelle II und III (S. 118) mitgeteilten Werte und deren Abweichungen von den Monatsmitteln. Dazu ist zu bemerken, daß die direkt abgelesenen Stundenmittel zunächst einer einfachen Ausgleichung nach der Formel $\frac{a + 2b + c}{4}$ unterworfen sind. Nach den so erhaltenen absoluten Stundenwerten wurden dann die Abweichungen vom Monatsmittel gebildet und nach diesen auch die graphischen Darstellungen des täglichen Ganges für die einzelnen Monate gegeben (s. Fig. 2). Wie man besonders leicht aus diesen Kurven ersieht, gehört Potsdam zu denjenigen Orten, an denen der Charakter des täglichen Ganges stark mit der Jahreszeit wechselt. In den Sommer-

[1]) Czermak, Über Elektrizitätszerstreuung in der Atmosphäre. Denkschr. d. Wien. Akad. 74, 33, Wien 1903. Jaufmann, Über Radioaktivität von atmosphärischen Niederschlägen und Grundwässern. Met. Zeitschr. 1905, S. 111.

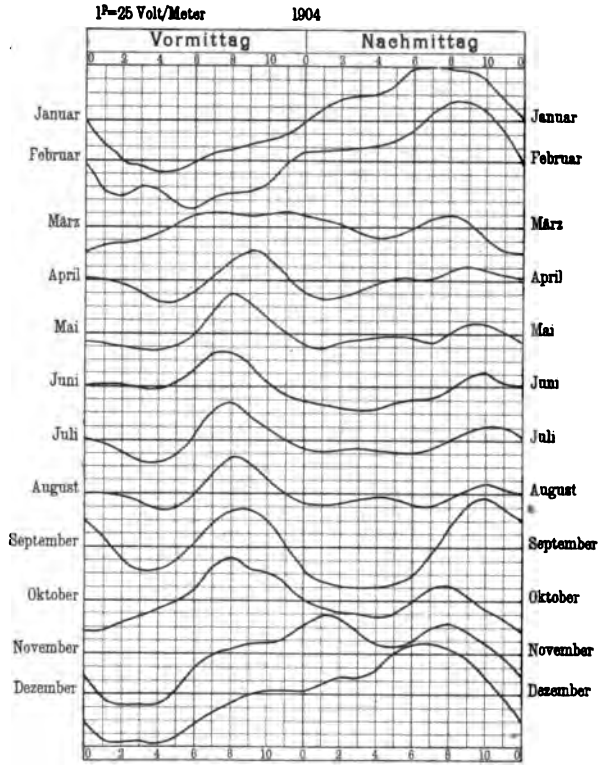
Digitized by Google

monaten ist die Periode eine ausgesprochen doppelte, im Winter nähert sie sich der einfachen. Die Monate März und Oktober scheinen eine etwas exzeptionelle Stellung einzunehmen, es dürfte sich hier der Übergang von der einen zur anderen Jahreszeit zum Ausdrucke bringen. Das zeigt sich ganz besonders in der Märzkurve, nicht so sehr im Oktober. Ein quantitativer Unterschied in den Übergangsmonaten wird aber wahrscheinlich nur mit den meteorologischen Verhältnissen zusammenhängen.

Auch in den Potsdamer Kurven tritt in allen Monaten mit Ausnahme der beiden Übergangsmonate März und Oktober das Hauptminimum gegen 4^a auf. Diese Eigentümlichkeit, auf welche Chauveau[1]) mit großem Nachdrucke hinweist, findet sich bekanntlich an fast allen Stationen, von denen fortlaufende Beobachtungen vorliegen, und zwar nicht nur an normalen, sondern meistens auch an solchen Tagen, die luftelektrische Störungen aufweisen.

Nach diesem Minimum steigt das Potentialgefälle in den Wintermonaten allmählich zu einem Maximum gegen 7 bis 8 Uhr abends an, um hinterher verhältnismäßig rasch wieder abzufallen.

Fig. 2.



Täglicher Gang des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam.

In den Übergangsmonaten tritt auch schon das zweite Maximum gegen 8^a kräftig hervor, das vom Frühjahre bis zum Herbst das Hauptmaximum bleibt. Von April bis September ist die Periode eine sehr gleichmäßige. Das Hauptmaximum fällt auf 8 bis 9^a, ein zweites etwas kleineres auf 9 bis 10^p, ein scharf begrenztes Minimum auf 4^a, ein weiteres flaches auf die Nachmittagsstunden von etwa 1 bis 7 Uhr.

Da die Kurven des täglichen Ganges schon einen recht glatten Verlauf zeigen, habe ich geglaubt, sie einer harmonischen Analyse unterziehen zu dürfen. Derartige Untersuchungen liegen bislang nur von den beiden Stationen Paris und Kremsmünster vor, von welchen der tägliche Gang des Potentialgefälles durch Chauveau[2]) bzw. Zölss[3]) harmonisch analysiert wurde, und zwar für die Kombination Sommer-, Winter-, Herbstmonate. Ich habe es vorgezogen, die harmonische Analyse auf die einzelnen Monate anzuwenden. Dabei darf aber nicht vergessen werden, daß es sich nur um verhältnismäßig wenige normale Tage eines einzigen Jahres handelt!

---

[1]) Chauveau, Recherches sur l'électricité atmosphérique. Second mémoire. Paris 1902.
[2]) Ebenda, S. 112.
[3]) Zölss, Beiträge zur Kenntnis der atmosphärischen Elektrizität. XIV. Messungen des Potentialgefälles zu Kremsmünster. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 112, 15, Wien 1903.

Digitized by Google

Tabelle II. Potentialgefälle, normale Tage.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1a	362	170	254	214	205	176	170	158	256	188	180	211
2	334	164	257	205	201	174	157	154	210	206	166	205
3	320	181	260	190	197	173	141	141	189	216	166	210
4	310	174	273	176	194	168	138	129	193	230	164	204
5	314	146	291	177	202	179	151	132	208	244	190	214
6	328	140	307	191	224	204	182	156	238	266	234	239
7	343	159	312	222	268	236	224	196	274	308	259	264
8	350	166	312	252	300	237	246	223	298	325	270	283
9	358	170	309	270	283	220	228	217	304	305	278	295
10	369	186	310	256	252	183	199	190	286	297	277	304
11	377	220	314	223	232	161	180	160	239	284	288	305
Mittag	399	244	308	192	207	149	165	141	196	250	314	303
1p	428	244	302	180	199	140	155	136	172	233	331	318
2	443	246	293	183	210	137	158	139	162	227	326	333
3	449	252	276	192	213	132	164	146	158	221	302	331
4	456	256	266	205	218	134	160	150	161	216	280	343
5	472	267	271	219	222	146	155	148	165	220	274	374
6	499	285	284	217	221	150	155	139	178	244	282	391
7	507	317	301	214	210	152	160	134	221	269	310	392
8	502	341	310	232	227	164	178	148	272	274	321	386
9	502	342	296	242	246	194	194	169	311	254	300	365
10	482	324	268	234	244	204	204	176	326	230	276	332
11	446	284	244	227	231	180	204	166	306	212	255	292
Mitternacht	406	225	240	221	212	175	186	158	286	188	220	248
Monatsmittel	406	229	286	214	226	174	177	158	234	246	261	298

Tabelle III. Täglicher Gang nach Abweichungen vom Monatsmittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1a	— 44	— 59	— 32	0	— 21	+ 2	— 7	0	+ 22	— 58	— 81	— 87
2	— 72	— 65	— 29	— 9	— 25	0	— 20	— 4	— 24	— 40	— 95	— 93
3	— 86	— 48	— 26	— 24	— 29	— 1	— 36	— 17	— 45	— 30	— 95	— 88
4	— 96	— 55	— 13	— 38	— 32	— 6	— 39	— 29	— 41	— 16	— 97	— 94
5	— 92	— 83	+ 5	— 37	— 24	+ 5	— 26	— 26	— 26	— 2	— 71	— 84
6	— 78	— 89	+ 21	— 23	— 2	+ 30	+ 5	— 2	+ 4	+ 20	— 27	— 59
7	— 63	— 70	+ 26	+ 8	+ 42	+ 62	+ 47	+ 38	+ 40	+ 62	— 2	— 34
8	— 56	— 63	+ 26	+ 38	+ 74	+ 63	+ 69	+ 65	+ 64	+ 79	+ 9	— 15
9	— 48	— 59	+ 23	+ 56	+ 57	+ 46	+ 51	+ 59	+ 70	+ 59	+ 17	— 3
10	— 37	— 43	+ 24	+ 42	+ 26	+ 9	+ 22	+ 32	+ 52	+ 51	+ 16	+ 6
11	— 29	— 9	+ 28	+ 9	+ 6	— 13	+ 3	+ 2	+ 5	+ 38	+ 27	+ 7
Mittag	— 7	+ 15	+ 22	— 22	— 19	— 25	— 12	— 17	— 38	+ 4	+ 53	+ 5
1p	+ 22	+ 15	+ 16	— 34	— 27	— 34	— 22	— 22	— 62	— 13	+ 70	+ 20
2	+ 37	+ 17	+ 7	— 31	— 16	— 37	— 19	— 19	— 72	— 19	+ 65	+ 35
3	+ 43	+ 23	— 10	— 22	— 13	— 42	— 13	— 12	— 76	— 25	+ 41	+ 33
4	+ 50	+ 27	— 20	— 9	— 8	— 40	— 17	— 8	— 73	— 30	+ 19	+ 45
5	+ 66	+ 38	— 15	+ 5	— 4	— 28	— 22	— 10	— 69	— 26	+ 13	+ 76
6	+ 93	+ 56	— 12	+ 3	— 5	— 24	— 22	— 19	— 56	— 2	+ 21	+ 93
7	+ 101	+ 88	+ 15	0	— 16	— 22	— 17	— 24	— 13	+ 23	+ 49	+ 94
8	+ 96	+ 112	+ 24	+ 18	+ 1	— 10	+ 1	— 10	+ 38	+ 28	+ 60	+ 88
9	+ 96	+ 113	+ 10	+ 28	+ 20	+ 20	+ 17	+ 11	+ 77	+ 8	+ 39	+ 67
10	+ 76	+ 95	— 18	+ 20	+ 18	+ 30	+ 27	+ 18	+ 92	— 16	+ 15	+ 34
11	+ 40	+ 55	— 42	+ 13	+ 5	+ 6	+ 27	+ 8	+ 72	— 34	— 6	— 6
Mitternacht	0	— 4	— 46	+ 7	— 14	+ 1	+ 9	0	+ 52	— 58	— 41	— 50

Es ergeben sich nun die folgenden Reduktionsformeln:

1904, Januar: $dV/dn = 406 + 90.0\,sin\,(178.5^0 + x) + 23.4\,sin\,(187.4^0 + 2x) + 9.4\,sin\,(186.1^0 + 3x) + 3.1\,sin\,(7.4^0 + 4x)$.

Februar: $229 + 80.7\,sin\,(171.3 + x) + 25.4\,sin\,(169.6 + 2x) + 31.9\,sin\,(232.3 + 3x) + 9.8\,sin\,(240.8 + 4x)$.

März: $286 + 22.8\,sin\,(284.4 + x) + 18.4\,sin\,(210.4 + 2x) + 14.3\,sin\,(260.0 + 3x) + 10.0\,sin\,(358.8 + 4x)$.

April: $214 + 1.7\,sin\,(159.4 + x) + 29.8\,sin\,(176.5 + 2x) + 17.5\,sin\,(50.1 + 3x) + 9.0\,sin\,(263.6 + 4x)$.

Mai: $226 + 12.3\,sin\,(311.7 + x) + 29.6\,sin\,(191.7 + 2x) + 16.5\,sin\,(93.5 + 3x) + 9.7\,sin\,(280.7 + 4x)$.

Juni: $174 + 28.1\,sin\,(18.7 + x) + 26.3\,sin\,(194.8 + 2x) + 12.0\,sin\,(115.3 + 3x) + 6.4\,sin\,(313.0 + 4x)$.

Digitized by Google

1904, Juli: $dV/dn = 174 + 14.1\ sin\,(342.2 + x) + 30.9\ sin\,(175.7 + 2x) + 19.9\ sin\,(108.2 + 3x) + 5.5\ sin\,(320.2 + 4x)$.

August: $158 + 13.9\ sin\,(339.0 + x) + 23.6\ sin\,(176.6 + 2x) + 18.9\ sin\,(84.5 + 3x) + 10.2\ sin\,(285.4 + 4x)$.

September: $234 + 34.0\ sin\,(56.0 + x) + 67.0\ sin\,(166.6 + 2x) + 16.1\ sin\,(118.1 + 3x) + 8.3\ sin\,(279.7 + 4x)$.

Oktober: $246 + 31.0\ sin\,(302.9 + x) + 40.2\ sin\,(207.2 + 2x) + 5.5\ sin\,(298.5 + 3x) + 9.2\ sin\,(319.9 + 4x)$.

November: $261 + 63.0\ sin\,(224.3 + x) + 30.0\ sin\,(173.5 + 2x) + 18.2\ sin\,(194.6 + 3x) + 11.4\ sin\,(3.5 + 4x)$.

Dezember: $298 + 77.7\ sin\,(200.0 + x) + 35.7\ sin\,(208.1 + 2x) + 3.8\ sin\,(267.0 + 3x) + 3.1\ sin\,(305.8 + 4x)$.

Aus diesen Formeln geht so recht deutlich hervor, daß das Potentialgefälle eine sehr komplexe Größe ist: Selbst das vierte Glied der trigonometrischen Reihen besitzt eine durchaus nicht zu vernachlässigende Amplitude! Weiterhin wird durch das Verhältnis der Amplituden klar gezeigt, in welchem Maße die einfache Welle in den Wintermonaten vorherrscht, dagegen in den Sommermonaten zurücktritt. Für die beiden Hauptwellen, die einfache und die doppelte, gestaltet sich das Verhältnis a_1/a_2 wie folgt:

Tabelle IV.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
a_1/a_2	3.85	3.18	1.24	0.06	0.42	1.07	0.46	0.59	0.51	0.77	2.10	2.17

Was die Phasenzustände anbetrifft, so fällt es auf, daß die Phasenwinkel der doppelten Welle nahezu dieselben, diejenigen der anderen Wellen jedoch mehr oder weniger größeren Verschiebungen unterworfen sind.

Ganz von selbst wird man bei Betrachtung der obigen Sinusreihen an diejenigen des Luftdruckes erinnert. Da nun die Beziehungen zwischen den luftelektrischen Erscheinungen und den Schwankungen des Barometers in letzter Zeit eine immer größere Bedeutung angenommen haben, so lag es nahe, dieselben an der Hand der beiderseitigen Reduktionsformeln einer Prüfung zu unterziehen. Die Gelegenheit hierzu war außerdem besonders günstig, da Herr Prof. Spruug den täglichen Gang des Luftdruckes in Potsdam nach den Beobachtungen von 1893 bis 1902 durch Herrn Dr. Brückmann ebenfalls hatte harmonisch analysieren lassen und mir die nachfolgenden Werte gütigst zur Verfügung stellte:

Januar: $\lambda = 754.55 + 0.068\ sin\,(139.8^0 + x) + 0.193\ sin\,(144.2^0 + 2x) + 0.107\ sin\,(347.0^0 + 3x) + 0.054\ sin\,(207.5^0 + 4x)$.

Februar: $753.28 + 0.041\ sin\,(202.8 + x) + 0.195\ sin\,(135.0 + 2x) + 0.086\ sin\,(334.6 + 3x) + 0.022\ sin\,(84.8 + 4x)$.

März: $750.81 + 0.044\ sin\,(341.6 + x) + 0.233\ sin\,(139.9 + 2x) + 0.049\ sin\,(324.1 + 3x) + 0.023\ sin\,(15.3 + 4x)$.

April: $753.11 + 0.151\ sin\,(345.4 + x) + 0.286\ sin\,(144.0 + 2x) + 0.019\ sin\,(183.0 + 3x) + 0.022\ sin\,(326.3 + 4x)$.

Mai: $752.98 + 0.200\ sin\,(357.7 + x) + 0.261\ sin\,(141.0 + 2x) + 0.046\ sin\,(164.7 + 3x) + 0.011\ sin\,(280.3 + 4x)$.

Juni: $753.44 + 0.241\ sin\,(346.5 + x) + 0.234\ sin\,(133.3 + 2x) + 0.051\ sin\,(145.4 + 3x) + 0.010\ sin\,(216.9 + 4x)$.

Juli: $753.15 + 0.218\ sin\,(358\,4 + x) + 0.218\ sin\,(132.0 + 2x) + 0.044\ sin\,(129.5 + 3x) + 0.010\ sin\,(216.9 + 4x)$.

Digitized by Google

August: $\lambda = 753.70 + 0.160\,sin\,(339.0 + x) + 0.239\,sin\,(133.1 + 2x)$
$+ 0.021\,sin\,(142.6 + 3x) + 0.014\,sin\,(278.0 + 4x).$

Septbr.: $754.20 + 0.044\,sin\,(7.7 + x) + 0.279\,sin\,(139.4 + 2x)$
$+ 0.025\,sin\,(346.0 + 3x) + 0.022\,sin\,(296.6 + 4x).$

Oktober: $753.70 + 0.099\,sin\,(199.5 + x) + 0.265\,sin\,(151.1 + 2x)$
$+ 0.056\,sin\,(349.7 + 3x) + 0.010\,sin\,(174.3 + 4x).$

Novbr.: $756.08 + 0.074\,sin\,(282.5 + x) + 0.190\,sin\,(147.2 + 2x)$
$+ 0.114\,sin\,(349.9 + 3x) + 0.017\,sin\,(241.9 + 4x).$

Dezbr.: $753.53 + 0.023\,sin\,(195.3 + x) + 0.179\,sin\,(140.4 + 2x)$
$+ 0.113\,sin\,(351.9 + 3x) + 0.062\,sin\,(207.8 + 4x).$

Vergleicht man nun den jährlichen Gang der harmonischen Konstituenten der beiden genannten Elemente, des Potentialgefälles und des Luftdruckes, miteinander — am besten durch eine graphische Darstellung, die hier leider nicht wiedergegeben werden konnte —, so findet man ein bemerkenswertes Zusammenfallen der Wendepunkte in den jährlichen Gängen zur Zeit der Äquinoktien. Auf einige weitere Übereinstimmungen auch in Einzelheiten ist natürlich noch kein besonderes Gewicht zu legen, denn einmal beziehen sich die Daten für Potentialgefälle und Luftdruck nicht auf dieselben Beobachtungszeiten, da die ersteren für 1904, die letzteren für die zehn Jahre 1893—1902 gelten, sodann und vor allem sind die zugrunde liegenden normalen Tage im Potentialgefälle eines einzigen Jahres doch noch von allzu geringer Zahl. Immerhin sind die jährlichen Gänge der harmonischen Konstituenten derartige, daß die Vermutung eines innigeren Zusammenhanges von Potentialgefälle und Luftdruck nur verstärkt wird.

Zur Bestätigung solcher Beziehungen wird man auch geführt, wenn man den täglichen Gang des Potentialgefälles mit demjenigen der Luftdruckänderung ($\delta\lambda$) vergleicht. Da auch auf die Wiedergabe der Kurven verzichtet werden mußte, welche den täglichen Gang der Luftdruckänderung in den verschiedenen Monaten darstellen, so sind in Tabelle V die erforderlichen Werte gegeben, mit deren Hilfe man sehr leicht eine graphische Darstellung der täglichen Periode der Luftdruckänderung ent-

Tabelle V. Luftdruckänderungen. Täglicher Gang nach Abweichungen vom Monatsmittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1a	+ 4	− 2	− 4	− 4	+ 2	0	0	+ 1	+ 2	+ 4	+ 16	+ 2
2	+ 2	− 6	− 10	− 6	+ 5	0	0	0	+ 5	+ 4	+ 16	− 4
3	− 10	− 4	− 5	− 1	+ 7	+ 8	+ 3	+ 2	+ 4	+ 4	+ 8	− 4
4	− 10	0	+ 1	+ 15	+ 13	+ 12	+ 10	+ 8	+ 4	+ 7	+ 16	+ 5
5	− 5	+ 4	+ 6	+ 28	+ 19	+ 12	+ 15	+ 17	+ 12	+ 9	+ 21	+ 14
6	− 1	+ 12	+ 16	+ 30	+ 22	+ 20	+ 18	+ 18	+ 20	+ 20	+ 26	+ 16
7	+ 6	+ 30	+ 15	+ 22	+ 8	+ 12	+ 16	+ 12	+ 19	+ 26	+ 32	+ 14
8	+ 18	+ 42	+ 11	+ 14	0	+ 4	+ 9	+ 10	+ 17	+ 20	+ 22	+ 14
9	+ 18	+ 34	+ 6	+ 6	+ 4	− 1	+ 2	+ 4	+ 5	+ 10	+ 14	+ 14
10	+ 1	+ 24	− 4	− 6	− 6	− 11	− 6	− 4	− 16	+ 4	+ 14	+ 4
11	− 20	+ 10	− 10	− 22	− 10	− 13	− 15	− 14	− 22	− 6	− 10	− 23
Mittag	− 43	− 4	− 18	− 28	− 13	− 16	− 20	− 20	− 25	− 18	− 23	− 31
1p	− 28	− 12	− 24	− 26	− 22	− 20	− 21	− 22	− 32	− 18	− 24	− 24
2	+ 5	− 6	− 22	− 25	− 22	− 22	− 22	− 21	− 30	− 20	− 15	− 10
3	+ 16	0	− 17	− 20	− 18	− 20	− 21	− 10	− 24	− 16	− 10	+ 2
4	+ 16	+ 4	− 2	− 14	− 19	− 14	− 20	− 18	− 14	− 2	− 10	+ 6
5	+ 10	+ 11	+ 15	− 8	− 16	− 10	− 18	− 15	+ 2	+ 9	− 3	+ 6
6	+ 2	+ 2	+ 22	+ 2	− 2	0	− 3	− 2	+ 19	+ 9	− 3	+ 4
7	+ 4	− 18	+ 23	+ 20	+ 13	+ 6	+ 4	+ 14	+ 23	+ 2	− 10	− 2
8	+ 8	− 22	+ 14	+ 24	+ 18	+ 16	+ 14	+ 16	+ 14	− 3	− 11	− 2
9	+ 4	− 21	0	+ 10	+ 3	+ 17	+ 19	+ 10	+ 6	− 12	− 16	− 1
10	+ 4	− 26	− 2	− 2	− 6	+ 9	+ 18	+ 7	+ 4	− 18	− 26	− 4
11	0	− 33	− 5	− 6	− 2	+ 8	+ 12	+ 2	+ 6	− 18	− 18	+ 1
Mitternacht	− 4	− 18	− 5	− 2	− 2	+ 4	+ 2	0	+ 1	− 9	− 7	− 4

Digitized by Google

werfen kann. Es ist dabei zu bemerken, daß sich diese letztere auf genau dieselben (luftelektrisch normalen) Tage des Jahres 1904 bezieht, für welche auch der tägliche Gang des Potentialgefälles abgeleitet war.

Ein Vergleich der beiden genannten täglichen Gänge, am besten an der Hand der nach den Zahlenwerten gezeichneten Kurven, ergibt nun folgendes:

Während die Wintermonate Januar, Februar, November, Dezember gemeinsame Züge kaum erkennen lassen, treten solche im März schon deutlich hervor, und von April ab bis September gleichen die Kurven einander in hohem Maße. Das Charakteristische ist dabei, daß die Schwankungen im Potentialgefälle denjenigen der Luftdruckänderung nachfolgen und im Mittel etwa ein bis zwei Stunden später eintreten. Eine solche Phasendifferenz zwischen den Erscheinungen der Luftelektrizität und des Luftdruckes wurde schon von Ebert[1]) als wahrscheinlich vorausgesagt und später mehrfach festgestellt, unter anderen von P. B. Zölss[2]) in Kremsmünster und vom Verfasser in Potsdam[3]). Die Beziehungen scheinen so weit zu gehen, daß bei besonders großen Schwankungen im täglichen Gange des Luftdruckes auch besonders große Amplituden im Potentialgefälle auftreten, wie z. B. im Monat September 1904.

Daß ein derartiger Parallelismus in der täglichen Periode von Potentialgefälle und Luftdruck sich vor allem in den wärmeren Monaten des Jahres geltend macht, also dann, wenn die Bedingungen für ein leichtes Austreten der Bodenluft möglichst günstige sind, daß er hingegen mehr oder weniger verschwindet, wenn diese Bedingungen durch ein Gefrieren des Erdbodens oder durch eine Schneedecke zum mindesten recht ungünstige geworden sind, ist nach der Ebertschen[4]) Theorie wohl verständlich. Nach derselben hätte man auch zu erwarten, daß der tägliche Gang des Potentialgefälles in den Wintermonaten nach den jeweiligen meteorologischen Verhältnissen ein stark verschiedener sein könnte. In der Tat zeigen die verhältnismäßig warmen Monate Januar, Februar und März des Jahres 1905 schon einen wesentlich anderen Gang als im Vorjahre, und zwar ist, wie zu erwarten war, die einfache Welle viel weniger ausgebildet, d. h. die tägliche Periode nähert sich schon mehr dem Sommertypus. Man ersieht dies sehr deutlich, wenn man das Verhältnis der Amplituden der einfachen und doppelten Welle miteinander vergleicht. Während a_1/a_2 für Januar, Februar und März des Jahres 1904 = 3.85 bzw. 3.18 bzw. 1.24 war, ist es für dieselben Monate des Jahres 1905 = 1.66 bzw. 1.25 bzw. 0.86.

Meiner Ansicht nach drängt sich so überall und immer mehr die Vermutung auf, daß ein Zusammenhang der luftelektrischen Erscheinungen mit dem Luftdrucke im Sinne der Ebertschen Theorie kaum noch von der Hand zu weisen ist. Leider liegen über den täglichen Gang der Luftelektrizität über dem Meere fast noch gar keine Beobachtungen vor, so daß man nicht sagen kann, wie sich die Dinge an einem Orte gestalten, an welchem das Austreten und Aufsteigen der Bodenluft jedenfalls völlig ausgeschlossen ist. Ich hoffe jedoch, daß es mir schon recht bald möglich sein wird, nach dieser Richtung hin einige Untersuchungen anzustellen.

---

[1]) H. Ebert, Über die Ursache des normalen atmosphärischen Potentialgefälles und der negativen Erdladung. Diese Zeitschr. 21, 204, 1904.

[2]) P. B. Zölss, Beiträge zur Kenntnis der atmosphärischen Elektrizität. XVIII. Elektrizitätszerstreuung in Kremsmünster (1903 bis 1904). Sitzungsber. d. Wien. Akad. 114, 19, Wien 1905.

[3]) G. Lüdeling, Über eine Vorrichtung zur Registrierung der luftelektrischen Zerstreuung. Phys. Zeitschr. 5, 450, 1904.

[4]) Phys. Zeitschr. 5, 135–140, 1904.

Digitized by Google

Über Cirruswolken. Der Cirrusschopf am Ballengewölk.

Von M. Möller, Braunschweig.

In einer Abhandlung von Osthoff sind auf S. 449 und 450 der Meteorol. Zeitschrift, Jahrg. 1905, ältere von mir gegebene Beiträge über die Gestalt der Cirruswolke angezogen. Das veranlaßt mich zu folgenden Ausführungen.

1. Die Form der Wolke.

a) Ballenwolken. Wo im Innern von Flüssigkeit, z. B. von Luft, einer zusammenhängenden Flüssigkeitsmenge von erheblichem, aber begrenztem Umfange das Bestreben innewohnt, in der umgebenden Flüssigkeit vorwärts, auf- oder abwärts zu dringen, da nimmt ihre vordere Kontur rundliche Formen an. So zeigen z. B. aufsteigende warme Luftmassen in ihren oberen Umrissen jene bekannte Form einer aufgerichteten Traube, wie wir diese an Cumulus- oder Gewitterwolken immer beobachten; vgl. Fig. 1. Einem fast horizontalen, schmalen Luft- oder Wolkenstreifen wohnt aber jene Kraft, relativ zu seiner Umgebung eine Wegstrecke von Bedeutung zurückzulegen, nicht inne.

b) Streifenwolken. Wo die unter a) besprochenen inneren Antriebe fehlen, welche eine Flüssigkeitsmenge in dem umgebenden Mittel vorwärts treiben, sei es, daß sie erlahmt sind oder überhaupt nie bestanden haben, machen sich andere Einflüsse geltend. Es treten dort die Wirkungen von relativen Bewegungsgegensätzen der Flüssigkeit zutage, welche zwischen den einzelnen Schichten in der ganzen Masse der Luft bestehen. Ein Wolkengebilde, dessen Fuß A in einer anders bewegten Luftschicht sich befindet als sein Kopf B (Fig. 2), behält nicht die

Fig. 1.

Fig. 2.

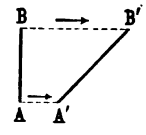
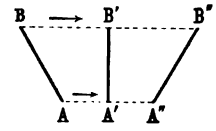


Fig. 3.



ursprüngliche Form. War die Linie zuerst vertikal, und bestehen horizontale Unterschiede der Bewegung bei A und B, dann wird sich die Linie AB neigen und verlängern. Es entsteht die Form $A'B'$. Im Sonderfall einer ursprünglich geneigten Lage (Fig. 3) kann sich AB erst aufrichten und verkürzen (Gestalt $A'B'$), um dann, in die entgegengesetzte Neigung übergehend, sich nachher zu verlängern (Gestalt $A''B''$). So entstehen streifenförmige Gebilde. Es ist zweifellos zutreffend, daß dieser überall an jeder Flüssigkeit zu beobachtende Vorgang auch für die Formgebung der Wolken, insbesondere der Cirruswolken, von hervorragender Bedeutung sein wird.

Dieselben Vorgänge relativer Bewegung bestehen aber auch dort, wo kein fremdes Gebilde von sichtbarer Gestalt in der ganzen Flüssigkeit vorhanden ist, z. B. dort, wo nur Wasserdampf von verschiedener Spannung in der Luft auftritt. Auch diese Luftmassen verschiedener relativer Feuchtigkeit nehmen in unsichtbarer Form Streifenbildungen an. Dabei ergeben sich allerdings sanftere Übergänge an ihren Umrissen, da jede Dampfspannung sich in der Luft auszugleichen trachtet, welche Erscheinung man als Diffusion der Gase bezeichnet.

Immerhin wird daher bei fortschreitender Hebung und Abkühlung derartiger Luftmassen eine beginnende Wolkenbildung doch im Augenblick eintretender Konden-

Digitized by Google

sation schon Streifenformen, wiewohl mit weichen Umrissen, zeigen, wofern nicht die unter a) bezeichneten störenden Einflüsse nebenher überwiegend auftreten.

Als analoger Vorgang, wobei die durch Bewegung erzeugte Form eines Luftgebildes in unsichtbarem Kleide schon vorher besteht und erst durch Färbung in Erscheinung tritt, sei noch zur Erläuterung dessen, was ich oben ausgeführt habe, folgendes kleine Experiment erwähnt. Man kann, ohne zu rauchen, mit dem Munde einen unsichtbaren Luftring erzeugen und diesen durch klare Luft auf eine mit Rauch erfüllte Luftschicht richten. Bei dem Eindringen in die Rauchmasse wird der Ring dann sichtbar. Er verläßt auf der anderen Seite jene trübe Schicht und setzt nun in der dahinter befindlichen reinen Luft seinen Lauf als sichtbarer Rauchring fort. Hier ist durch Rauch, am Himmel durch Kondensation und Wolkenbildung, eine vorher schon vorhandene räumliche Anordnung von Luftmassen sichtbar gemacht.

c) Schärfer gezeichnete Streifenformen. Ausgeprägter zeigt sich die Streifenform, wenn Wolken (d. h. Luftmassen, geschwängert mit Eisteilchen oder Wassertröpfchen) der Umbildung in Streifen ausgesetzt sind, da für sie jenes unter b) erwähnte Bestreben einer gleichmäßigen Verteilung der hier sichtbaren Einschlüsse über den ganzen Raum hin fortfällt, das bei der Feuchtigkeit in gasförmigem Zustande die Erhaltung einer Streifenanordnung stört. Entsteht also durch Kondensation in hohen Schichten an einem zuvor wolkenlosen Himmel eine Cirruswolke, dann wird diese, dem Vorgange b) entsprechend, zuerst mehr einem Schleier, d. h. einem Flächengebilde ohne scharfe Gliederung, entsprechen oder zunächst nur weiche Streifenformen aufweisen; sie wird aber nach längerem Bestehen die Streifenform oder, wenn daneben weitere Einflüsse als die Verzerrung wirken, noch andere Formen annehmen, z. B. unter der Wirkung der Sonnenbestrahlung nach Osthoff kleine Wolkenballen bilden.

d) Skelettstreifen. Dichtere Wolken, welche neu entstehen, besitzen in ihrem Innern eine Streifenform, da die Kondensation nicht gleichmässig erfolgt. Diese Streifungen sind aber zunächst noch nicht erkennbar, da sie nur auf streifenförmiger Anhäufung des Wolken- oder Tropfenmaterials im Innern der Wolke beruhen, deren ganze Masse dicht erscheint, so daß man zunächst nur die rundliche Oberfläche dieses Wolkengebildes erblickt (siehe a' in Fig. 4). Hernach entstehen Streifen a'', diese habe ich „Skelettstreifen“ genannt; sie werden erst sichtbar, wenn der Auftrieb aufhört, der Wolkenteil sinkt und teilweise auftrocknet (siehe a'' in Fig. 4). Die dichteren Massen der Wolke erhalten sich länger; ihre Streifenform wird nun erkennbar, nachdem die zarteren Nebelteilchen zwischen den dichteren Nebel- oder Schneemassen verdunstet sind.

Fig. 4.

Nebenher sei erwähnt, daß der Ballen b', welcher dem Haupte a' folgt, sich hebt, alsdann den Hauptballen bildet (siehe b''), um hernach sich wie Ballen a'' aufzulösen.

e) Schneewehen und Fallstreifen. Häufig bildet ein aus hohen Wolken fallender Schnee streifenartige Gebilde. Auch hier findet eine Verzerrung der ursprünglichen mehr vertikalen Streifenform fortgesetzt statt, so daß eigentümlich gebogene, fadenförmige Gebilde entstehen können (siehe Fig. 5). Bisweilen erscheint bei dem Fehlen eines den Ausblick auf die höheren Wolken störenden unteren Gewölkes die Unterfläche der höheren Schichtwolke in ganzer Fläche gestreift, wenn aus dieser Schnee fällt (siehe Fig. 6); so z. B. im Winter dann, wenn ein dichteres

Digitized by Google

Gewölk aus westlicher Richtung zieht, während unten ein trockener und vielleicht kalter östlicher Wind herrscht.

f) Störungen in der Streifenbildung. Es ist, wie schon erwähnt, nicht ausgeschlossen, daß unter der Wirkung der Sonnenbestrahlung einem Gewölk der ursprüngliche Streifencharakter teilweise verloren geht, wenn die unter b) bezeichneten Einflüsse wirken, welche die Entstehung rundlicher Formen begünstigen. Ebenso kann die Wellenform, wie angenommen, durch Luftwellen erzeugt, hinzutreten und die einfache Streifenform in ihrer Ausbildung stören.

Fig. 5.

Fig. 6.

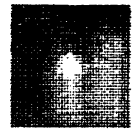
g) Zur Definition der Cirruswolke. Es steht nicht fest, welche Übergangsformen noch unter die Cirren zu rechnen sind. Jedenfalls ist es aber gebräuchlich, die Wolkengebilde mit vorwiegend streifen- oder fadenförmiger Struktur als Cirruswolken zu bezeichnen. Ferner darf bestimmt ausgesprochen werden, daß bei deren Formbildung die inneren relativen Bewegungen der ganzen Luftmasse, in welcher sie schweben, in hervorragender Weise mitwirken und daß die Streifenform im allgemeinen bei Neubildung von Wolken nicht so scharf hervortritt, wie bei längerem Bestande derselben.

2. Das Material der Wolken.

Ich habe mich daran gewöhnt, hochschwebendes Gewölk, welches schichtartig auftritt und Streifungen aufweist, als Cirrusgewölk zu bezeichnen, und zwar auch dann, wenn keinerlei scharfe Konturen zu erkennen sind. Zuweilen sieht dieses Gewölk, wenn es sich verdichtet und grau erscheint, fast wie ein hoch schwebender Nebel aus. Ich erkenne in solchen Fällen aber dennoch, ob Nebel oder Cirrusgewölk vorliegt, wenn Mond oder Sonne am Himmel noch eben erkennbar sind. Durch graues Gewölk, welches nicht aus Cirrus besteht, erscheinen Sonne oder Mond als matte Scheibe (Fig. 7) oder überhaupt nicht. Durch einen sich verdichtenden Cirrusschleier gesehen, erscheinen jedoch beide als ein leuchtender Fleck (Fig. 8) und nicht als Scheibe.

Fig. 7.

Fig. 8.



Diesen Unterschied erkläre ich mir daraus, daß Wassertröpfchen das Licht anders ablenken als Eiskristalle. Bei Cirrusgewölk sieht man das Gestirn etwa so, wie das Licht durch einen aus trockener Leinwand hergestellten Schirm, welchen man für bildliche Skioptikondarstellungen verwendet. Die Lichtquelle ist sichtbar; sie stört das Bild. Macht man die Leinwand aber naß, dann erkennt der Beschauer die Lichtquelle hinter dem Schirm nicht mehr; dieser erscheint jetzt vielmehr gleichmäßig hell.

Hiernach dürfte das Material derjenigen Wolkenart, welche als Cirrusgewölk bezeichnet wird, nicht aus Nebeltröpfchen, sondern, wie schon oft hervorgehoben, aus Eiskristallen bestehen.

Es sei noch erwähnt, daß die Bildung der Eisnadeln in kalter Luft anders vor sich geht als die Bildung von Nebeltröpfchen; ihre Zahl ist kleiner. Die Kon-

Digitized by Google

densation oder vielmehr der negative Prozeß dessen, was man als Sublimieren bezeichnet, ich meine die Verwandlung von unsichtbarem Dampf in feste Substanz, findet anders statt als bei Nebeltröpfchen. Das einzelne Eiskristall bildet einen kräftigeren Ansatzpunkt, so daß neben ihm andere feinere Körperchen sich nicht so leicht bilden können als bei Ausscheidung des Dampfes in flüssiger Form. Ähnlich so setzt sich an trockenen Fensterscheiben bei Frost die Stubenfeuchtigkeit in Eisgebilden verschiedener Dicke ab, während daneben einzelne schmale Streifen oder ganze Flächen klar, d. h. unbeeist, bleiben. Diese Eigenart der Eisbildung muß auf das Aussehen der Cirruswolke bei durchscheinendem Licht von Einfluß sein, gegenüber anderem aus Wassernebel bestehendem Gewölk.

3. Der Cirrusschopf über Ballenwolken.

a) Wolkenkappen. Nachfolgend beschriebene Vorstellung habe ich mir im Laufe der Zeit über den Cirrusschopf großer, schnell emporsteigender Ballenwolken, cumuli, gebildet.

Hebt sich in geschlossener Masse eine kleine Ballenwolke, dann wird in dem Umfange, wie die sie erfüllende Luft in ihrer Umgebung emporquellend aufwärts dringt und Kondensation veranlaßt, die Kontur der Ballenwolke scharf begrenzt sein. Bei mäßiger Größe des Gewölks hebt dasselbe aber darüber gelagerte andere Luft mit empor, welche seitwärts abfließt, dazu aber nicht immer die hinreichende Zeit findet. Es kann vielmehr in solchen gehobenen Luftmassen Kondensation und Wolkenbildung auftreten. Im kleinen sieht man das nicht selten an schnell empordringenden einzelnen Wolkenköpfen. Da finden sich kappenförmige Gebilde K über solchen Häuptern, welche wie Nebel an Bergkuppen (Fig. 9, Stadium 1) auftreten und seitlich abwärts streben. Sie besitzen daher eine gebogene Form. Im Stadium 2, Fig. 9, ist die Ballenwolke durch die Kappe K hindurchgedrungen.

Fig. 9.

Die Dichtigkeit des Materials dieser Wolkenkappen ist nicht gleichmäßig. Die Hebung der Luftteilchen, welche dem Ballenhaupt unmittelbar anliegen, ist größer als die Hebung der weiter darüber befindlichen oberen Schichten dieser Kappe, da die sie bildende kalte Luft seitlich abströmt. Die Wirkung der Kondensation, die „Wolkenbildung", ist somit im oberen Teile der Kappe weniger stark; diese wird hier weniger dicht, sie geht nach oben hin in einen feinen Nebel über, keine scharf erkennbare Kontur bildend. Das sind Erscheinungen, welche jeder aufmerksame Wolkenbeobachter kennt.

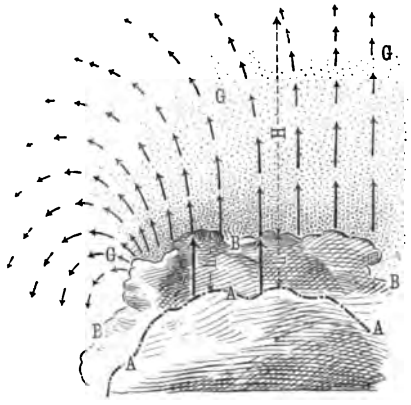
Derselbe Vorgang findet naturgemäß weitaus bedeutender dort statt, wo sich nicht ein einzelner Wolkenballen hebt, sondern wo warme Luft in breiter Schicht in einer Horizontalausdehnung von vielen Quadratkilometern oder Quadratmeilen eilig aufwärts dringt. Da hebt sie über sich die kälteren, trägeren Luftmassen mit empor, und zwar nicht nur die nächst anliegenden, sondern auch die noch weit höher befindlichen Luftmassen. Der Auftrieb der relativ warmen Luft erzeugt einen Druck in jener übergelagerten relativ kalten Luft, welche sich ursprünglich in Ruhe befindet und nur durch den Druck von unten gehoben wird. Das findet nicht nur unten statt, d. h. unmittelbar über den traubenförmigen Ballen des Gewittergewölks, sondern auch in großen Höhen (vgl. Fig. 10).

Der vertikale Weg des Hubes dieser Luft ist durch Pfeile angedeutet. Eben über der oberen Begrenzungslinie des Gewittergewölks $B—B$ ist jener Weg am größten;

Digitized by Google

er wird nach oben hin immer kleiner, da nach den Seiten und nach vorn ein Abfluß der nach oben gedrängten kälteren Luft statthat. Von dem Rande des Gewittergewölks erstrebt diese zudem eine sinkende Bewegung nach abwärts. Die Ausscheidungen von Feuchtigkeit in dem gehobenen Teile jener Luftmasse erfolgen in hohen Regionen in Form von Eiskristallen, d. h. als Schnee, und zwar so, daß die jeweils in der Raumeinheit gebildete Masse von Schneekristallen mit der Höhe abnimmt, da ja der Hub, d. h. der vertikale Weg einer Raumeinheit dieser Luft, nach oben hin so abnimmt, wie die Länge der Pfeile in Fig. 10 das andeutet. Nahe der oberen Begrenzung $B—B$ der Gewitterwolke ist der Hub jener Luftmassen am größten, er fällt aber für sehr hohe Luftschichten nur klein aus. So zeigt das entstehende sekundäre Kondensationsgebilde eine nach oben hin abnehmende Dichte. Es verliert sich gleichsam in der höheren wolkenlosen Atmosphäre in ein Nichts. Diese zarte Kontur ist durch die Kondensationsgrenze GG dargestellt. Die nach unten gegen das Gewittergewölk zunehmende Dichte des oberen Schneenebels ist durch die entsprechend nach abwärts dichter werdende Anordnung der Punkte angedeutet. Durch das gleichzeitig auftretende Bestreben der Ausbreitung jener oberen Luftmassen entsteht somit über der Ballenwolke ein schirmartiges Gebilde, aus Nebeldunst oder Schneekristallen bestehend, dessen Stoff sich im Innern und besonders unten dicht erweist, nach vorn und oben aber in zarte Schleier zerfließt, welche hernach auch teilweise gestreifte Formen an ihren auseinander fließenden Rändern aufweisen.

Fig. 10.



Bei diesem Vorgange braucht sich die Oberfläche der Ballenwolke nur von der Kontur $A—A$ bis zur Kontur $B—B$, d. h. um eine Strecke h zu heben, welche weit kleiner sein kann als die Höhenabmessung H dieses so entstandenen Cirrusschopfes, da gleichzeitig sehr hohe Schichten durch das Aufwärtsdrängen der Ballenwolken zu einer Vertikalbewegung nach aufwärts veranlaßt werden. Um letzteres an einem Beispiel vor Augen zu führen, erfüllte ich bei ruhiger Luft das Zimmer mit Rauchstreifen, schob vorsichtig eine breite horizontale Fläche, eine Tafel, unter diese Rauchschichten und hob und senkte nun die Tafel ziemlich schnell. Bis weit aufwärts, d. h. bis zu Höhen, größer als die Tafel breit war, ließ sich die Vertikalbewegung der Luft verfolgen. Der Hub der Schichten nahm dabei naturgemäß mit der Entfernung von der die Bewegung erzeugenden Fläche so ab, wie das vorstehend in Bezug auf die Ausbildung des Cirrusschopfes geschildert ist.

Ähnliche Vorgänge finden nicht nur über Gewittergewölk statt, sie werden auch über großen Depressionen, zumal über Teildepressionen, vorkommen. Je mehr dabei das Cirrusgewölk die Nebelform zeigt, der die Streifenform noch fehlt, desto näher liegt uns der Ort des aufsteigenden Luftstromes, d. h. der Ort des Niederschlagsgebietes.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Über Strahlung. Lord Kelvin teilte in der Versammlung der British Association in Südafrika 1905 eine Abhandlung mit über das kinetische und statische Gleichgewicht des Äthers in einem wägbaren Stoffe bei einer gewissen Temperatur. Wenn zwei kleine Kugeln, die eine mit einer schwarzen, die andere mit einer weißen Hülle umgeben, im Raume in Erdferne von der Sonne angebracht würden, so würde die Temperatur der schwarzen Kugel höher sein, als die der weißen. Wenn die Kugeln in tausendmal so große Distanz von der Sonne gebracht würden und gleichzeitig 999 andere Sonnen in gleicher Distanz von den Kugeln im Raume sich befinden würden, so würde die Temperaturdifferenz der Kugeln ein Tausendstel der vorigen sein. Dr. Chree fand, indem er Thermometer verwendete, daß die Temperaturdifferenz derselben im vollen Sonnenschein 1^0 bis 3^0 C beträgt. In einer sternhellen Nacht dürfte man daher eine Temperaturdifferenz von 0.001 bis 0.003^0 C erwarten. (Nature, Oct. 16, 1905).

Gewitter am 31. Januar 1906 in Steiermark. An diesem Tage zog eine von Schneefall begleitete Böe in nord-südlicher Richtung über Steiermark hinweg. In Graz war um Mittag Sonnenschein und Windstille; gegen 1P verfinsterte sich die nördliche Hälfte des Horizontes rasch und gewährte ungefähr denselben Anblick, wie wenn zur Sommerszeit ein ausgedehntes Gewitter heranrückt. In kurzer Zeit war es so dunkel geworden, daß in Kanzleien und Geschäftsräumen für künstliche Beleuchtung gesorgt werden mußte. Um 1.14P setzte ein heftiger Schneesturm aus N ein; nach 8 Minuten war er zu Ende, der Wolkenwulst war nach S abgezogen und nach kurzer Zeit schien wieder die Sonne. In Graz kam es noch nicht zu elektrischen Entladungen. Die ersten Donnerschläge stellten sich in der Böenwolke erst weiter gegen S, in Leibnitz und im Sausal (2P) ein, blieben aber zunächst vereinzelt. Erst südlich der Drau, im Pettauerfelde und im Gebiete der Sann, waren die Entladungen etwas zahlreicher; sie ließen sich bis zur Save (bis Steinbrück) verfolgen, woselbst die Böenwolke um $3^1/_4$P anlangte. Alle Berichte hierüber melden übereinstimmend einen kurzen, etwa 10 Minuten andauernden, mit starker Lichtabnahme verbundenen Schneesturm aus N, von einigen Donnerschlägen begleitet; mehr als sechs Entladungen scheinen nirgends verzeichnet worden zu sein.

In Obersteiermark schneite es an diesem Tage schon seit Tagesanbruch. In Bruck an der Mur war, wie mir Herr Dr. K. Schmid mitteilte, der Vorübergang der Böe durch eine starke Verdunkelung und dichteren Schneefall um $12^1/_2$P gekennzeichnet. Die 130 km lange Strecke von Bruck bis Cilli wurde in der Zeit von $12^1/_2$ bis 3P zurückgelegt; auf je eine Stunde entfallen im Mittel 52 km. Im südlichsten Teile Steiermarks ging die Richtung des Gewittersturmes mehr in NE—SW über. Der Niederschlag war in Mittel- und Untersteiermark überall nur ganz gering, in Graz $^1/_2$, in Gleichenberg 2, in Rohitsch 1 mm.

Am Morgen des 31. Januar lagerte ein hohes Druckmaximum (772 bis 774 mm) über Westfrankreich, auch die Nordschweiz hatte noch sehr hohen Druck (771 mm). Über Westösterreich war das Druckgefälle gegen E und S (Punta d'Ostro 758 mm) gerichtet. Das Barometer zeigte in Graz beim Vorübergange der Böe eine nur geringe Schwankung (0.6 mm). — Ein Wintergewitter von dieser Art, mit dieser Zugrichtung und diesem raschen Verlaufe ist in Steiermark seit dem Bestande des Gewitternetzes (21 Jahre) noch nicht beobachtet worden.

Graz, 10. Februar 1906. Karl Prohaska.

Regenmessungen in der Republik Guatemala 1904. Der Regenfall war im Jahre 1904 auf der atlantischen Abdachung der Republik außergewöhnlich hoch und außerdem insofern abnorm, als die Regenzeit des Sommers schon im April einsetzte, während sonst der April der trockenste Monat des Jahres ist. Die Folgen dieses außerordentlichen Regenfalles waren in der Alta Verapaz zahlreiche Erdrutschungen und starke Überschwemmungen, die den Wegen und der Eisenbahn großen Schaden zufügten. Der Bahnverkehr von Panzós nach Pancajchí blieb daher $4^1/_2$ Monate lang eingestellt.

Hagel kam im Jahre 1904 nicht vor.

Digitized by Google

Regenmessungen in der Alta Verapaz 1904 I.

	Chimax 1300 m H. Schilling						Samac 1300 m G. Helmrich			La Providencia 960 m W. Klug	S. Cristobal V. 1380 m W. Klug	La Esperanza 930 m E. Sterkel
	Nachts mm	Vormittags mm	Nachmittags mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Max. in 1 Tag	Summe mm	Zahl der Regentage	Max. in 1 Tag	Summe in mm		
Januar	120.6	69.0	17.2	206.8	14	74.5	351.7	17	74.5	322	63	79
Februar	102.7	25.4	15.6	143.7	11	47.9	273.6	14	74.5	344	38	55
März	81.9	38.1	21.9	141.9	13	43.9	236.4	14	75.5	228	91	70
April	147.8	14.9	68.8	231.5	18	80.4	365.4	21	120.0	277	112	67
Mai	214.7	2.5	113.2	330.4	22	41.0	551.0	24	100.0	?	247	215
Juni	315.2	25.7	110.5	451.4	22	70.1	882.2	27	105.0	744	465	368
Juli	199.1	17.1	122.6	338.8	25	63.3	522.4	28	97.5	841	506	487
August	152.5	31.1	65.2	248.8	21	30.1	322.4	22	61.0	833	308	564
Septbr.	88.3	16.1	105.1	209.5	27	24.7	422.2	26	69.5	608	227	435
Oktober	234.1	81.4	44.1	359.6	24	69.5	778.3	26	140.0	607	111	231
Novbr.	134.4	9.1	7.2	150.7	17	42.1	357.9	22	74.5	471	43	152
Dezbr.	88.2	12.6	54.4	155.2	16	62.0	305.2	14	93.0	332	29	40
Jahr	1879.5	343.0	745.8	2968.3	230	74.5 (14. Jan.)	5318.7	255	140.0 (10. Okt.)	?	2240	2763

Regenmessungen in der Alta Verapaz 1904 II.

	Setal 1904 740 m H. Schleehauf			Campur 850 m									
				1903: R. Gregg					1904: A. G. Stapenhorst				
	Menge in mm	Zahl der Regentage überhaupt	Zahl der Tage mit Gewitter	Nachts mm	Tags mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Nachts mm	Tags mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag
Jan.	732	18	1	193.0	115.5	308	11	73	276	107	383	17	110
Febr.	280	17	3	123.0	69.0	192	9	33	177	74	251	15	51
März	175	14	2	70.0	31.0	101	8	38	93	90	183	17	30
April	403	17	4	201.0	107.5	308	10	72	286	112	398	17	131
Mai	501	18	7	116.0	69.0	185	10	45	309	154	463	22	74
Juni	580	25	7	226.0	82.0	308	18	44	281	140	421	24	70
Juli	486	28	5	360.0	106.4	466	25	70	294	244	538	29	52
Aug.	399	25	4	261.5	211.5	473	23	41	446	192	638	27	124
Sept.	431	24	3	332.0	286.0	618	27	61	241	102	343	24	45
Okt.	628	21	2	262.5	144.0	406	24	69	365	161	526	24	123
Nov.	473	24	2	180.5	76.0	256	19	61	258	109	367	26	58
Dez.	396	18	—	95.5	107.5	203	21	107	176	113	289	18	76
Jahr	5484	249	40	2421.0	1405.0	3826	205	107 (26. Dez.)	3202	1598	4880	260	131 (10. April)

Maximum pro Tag 207 mm am 9. April, an 36 Tagen war die Regenmenge über 40 mm. Gesamtsumme dieser Tage 2698 mm.

Regenmessungen in der Alta Verapaz 1904 III. Regenmessungen in Südguatemala.

	Xicacao 1904 1000 m M. Leipprand			Chicuc 1200 m? G. Westendorff	Sasis 1100 m G. Westendorff		1904			Las Mercedes (Costa Cuca) 1000 m A. C. Steffen	
	Summe in mm	Zahl der Regentage	Max. in 1 Tag	Summe in mm	1902 Summe in mm	1903 Summe in mm	Summe in mm	Zahl der Regentage	Max. in 1 Tag	1903	1904
Januar	235.6	18	71	?	45.3	120.4	178.1	7	64	53.3	30.5
Februar	190.2	18	29	?	62.1	57.0	113.7	15	15	17.8	40.6
März	167.8	17	65	?	13.5	77.2	117.7	17	19	106.7	302.3
April	305.1	19	68	?	123.8	41.7	386.0	17	78	205.7	505.5
Mai	434.2	18	88	?	300.0	?	448.0	23	76	622.3	789.9
Juni	578.4	22	84	?	284.6	?	461.9	23	66	848.3	525.8
Juli	927.5	29	104	?	512.9	594.5	778.5	29	89	431.8	505.5
August	651.1	25	60	?	338.9	360.0	736.6	20	72	662.9	756.9
Septbr.	534.3	26	52	508.6	369.6	414.0	523.7	24	(48?)	607.0	495.3
Oktbr.	229.8	24	33	207.1	299.4	291.5	202.3	16	27	472.4	342.9
Novbr.	226.4	25	36	221.3	145.7	172.1	180.0	18	26	175.3	190.5
Dezbr.	162.2	17	35	136.5	59.1	36.8	68.9	8	23	66.0	53.3
Jahr	4642.8	258	104 (6. Juli)	(1073.5 seit 1. Sept.)	2554.9	?	4197.4	214	78 (16. April)	4269.5	4539.0

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen, angestellt zu Chimax (Alta Verapaz, Guatemala) 1904.

	Temperatur								
	Terminbeobachtung			Mittlere Extreme		Absolute Extreme			
						Größtes Minimum	Kleinstes Minimum	Größtes Maximum	Kleinstes Maximum
	6^a	12^m	6^p	Minimum	Maximum				
Januar . .	11.8	18.5	16.1	10.6	20.5	15.8	4.9	26.0	16.3
Februar . .	12.6	19.9	17.2	12.3	21.1	15.1	8.2	24.0	15.0
März . . .	13.3	22.2	17.9	12.8	23.0	15.7	9.0	27.1	18.9
April . . .	14.7	22.6	18.7	14.2	23.7	17.5	7.8	27.2	18.9
Mai	16.4	24.5	19.7	16.0	25.0	17.9	14.1	28.0	20.1
Juni . . .	16.9	22.8	19.5	16.5	24.0	17.4	15.1	27.0	18.0
Juli	16.3	21.5	18.5	15.4	23.1	16.8	12.9	24.6	20.4
August . .	16.2	21.8	19.0	15.5	23.6	16.8	13.8	25.0	21.2
September .	15.8	22.4	18.9	15.5	23.5	17.0	13.7	25.0	21.0
Oktober . .	15.8	20.0	18.1	15.2	22.1	17.3	10.7	24.5	18.4
November .	14.1	19.0	16.6	13.3	20.0	16.7	9.0	24.8	16.5
Dezember .	12.6	19.5	16.0	12.3	21.2	16.0	7.9	25.0	15.3
Jahr . . .	14.7	21.2	18.0	14.1	22.6	17.9	4.9	28.0	15.0

	Luftfeuchtigkeit				Luftdruck			Bewölkung		
	Terminbeobachtung			Kleinste beobachtete Luftfeuchtigkeit		beobachtet				
	6^a Proz.	12^m Proz.	6^p Proz.	Proz.	12^m	Min.	Max.	6^a	12^m	6^p
Januar . .	96	74	92	48	655.0	651.1	657.0	10.0	7.8	7.6
Februar . .	96	75	89	58	54.7	51.9	57.3	9.3	6.7	6.3
März . . .	95	71	90	49	53.7	51.3	57.5	9.6	4.7	6.4
April . . .	94	73	88	47	54.0	51.0	57.0	9.8	5.7	7.6
Mai	94	75	91	65	53.2	50.8	55.1	7.8	5.3	8.4
Juni . . .	94	79	91	67	53.1	51.3	54.1	9.8	7.6	9.0
Juli	91	80	92	61	54.4	51.6	55.0	9.6	7.8	7.8
August . .	95	80	91	68	54.7	53.2	55.9	9.7	7.5	7.9
September .	94	76	91	68	54.6	52.8	55.6	9.4	6.5	8.2
Oktober . .	94	80	92	72	53.4	50.2	55.1	8.9	7.7	7.9
November .	94	83	88	71	54.7	53.2	56.4	10.0	7.3	8.0
Dezember .	96	78	92	65	55.2	51.6	57.3	10.0	6.2	8.8
Jahr . . .	94	77	90	47 (7. April)	654.2	650.2	657.5	9.5	6.7	7.8

Die meteorologischen Beobachtungen wurden 1904 in Chimax in gewohnter Weise fortgeführt. 22 Proz. der Windbeobachtungen entfallen auf N, 38 Proz. auf NE, 22 Proz. auf E, 4 Proz. auf SE, 8 Proz. auf S, 2 Proz. auf SW, 1 Proz. auf W., 3 Proz. auf NW. Hagel kam nicht vor.

Tübingen, November 1905. Karl Sapper.

Registrierungen der Temperaturdifferenz zwischen dem Mc. Gill-College-Observatorium und der Spitze des „Mount Royal" (Montreal) [1] **von Prof. C. Mc. Leod.** Es wurde hier der interessante Versuch gemacht, mittels der von Professor Callendar angegebenen elektrisch-registrierenden Thermometer Aufzeichnungen der Temperatur von einer Station zu gewinnen, die längere Perioden hindurch (Winter) unzugänglich ist. Das eine Thermometer wurde auf der Spitze des „Mount Royal", das andere an der Fußstation aufgestellt. Die beiden Instrumente waren durch ein Kabel von 1250 m Länge verbunden. Die Höhendifferenz betrug 189 m. Nach einigen Eichungen überstieg die Fehlergrenze nicht einen Betrag von 0.3° C.

Es liegen bereits die ununterbrochenen Registrierungen von einem ganzen Jahr vor, die zwar noch nicht gründlich verwertet wurden, doch sind in der vorliegenden Abhandlung einige Daten von allgemeinem Interesse gegeben, die hier Platz finden mögen.

Die Schwankung der Größe der Temperaturdifferenz zwischen beiden Stationen ist eine beträchtliche und geht oft sehr rasch vor sich. Manchmal war es auf der höheren Station um 3 bis 4° C wärmer als auf der unteren; andererseits kam es vor, daß die höhere Station um 14° C kälter war als die Fußstation. Daraus würde sich eine Schwankung der Größe der Temperaturdifferenz von 18° C ergeben. Im Mittel steigt die Temperaturdiffe-

[1]) Proc. of the Royal Soc., Serie A, Vol. 76.

Digitized by Google

renz, wenn die Temperatur der Fußstation fällt, wie man aus nachstehender Tabelle ersehen kann.

	1903						1904				
	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai
Temperatur der Fußstation °C	19.8	16.7	15.6	9.2	0.1	— 10.0	— 13.2	— 13.8	— 4.0	4.1	15.4
Gipfelstation kälter .	3.1	2.7	3.3	4.2	2.6	4.6	6.4	4.5	3.3	3.8	2.1
Gradient pro 100 m °C	1.6	1.4	1.7	2.2	1.4	2.4	3.3	2.4	1.7	2.0	1.1

Der Verfasser macht noch auf die Bedeutung solcher synchroner Aufzeichnungen für die Wetterprognose aufmerksam.

Jedenfalls scheint der Versuch sehr beachtenswert und könnte vielleicht mit großem Nutzen in unseren Gebirgen nachgeahmt werden.

Der Tabelle der Originalmitteilung ist noch die dritte Zeile angefügt worden, um denn doch ein Urteil über die aus den Beobachtungen folgenden Temperaturabnahmen zu gewinnen. Bei der Betrachtung dieser Zahlen fallen vor allem die überaus großen Temperaturgradienten auf — derjenige für den Monat Januar ist nur wenig niedriger als der Temperaturgradient für den vollkommen labilen Zustand. Aber auch der jährliche Gang des Gradienten ist gerade der umgekehrte, den man erwarten sollte. Er zeigt ein Minimum in den warmen Monaten, das übrigens nie auf die Größe der adiabatischen Temperaturabnahme trockener Luft sinkt, und erreicht im Januar eine Größe von 3·3° C pro 100 m. Ohne Kritik üben zu wollen, ist es wohl Pflicht des Referenten, auf diese abnormen Tatsachen hinzuweisen. V. Conrad.

Steward über das Klima von Südafrika. Herr C. Steward, Government Meteorologist des Kaplandes, machte in einer Sitzung der British Association in Südafrika 1905 eine Mitteilung über das Klima von Südafrika. Bemerkenswert ist die gleichförmige Temperatur von .der Kapstadt landeinwärts: das k. Observatorium, Cradock, Bloemfontein und Johannesburg haben alle nahezu die gleiche mittlere Jahrestemperatur von 16 bis 17° C. Die zunehmende Seehöhe kompensiert die niedrigere Breite. In bezug auf den Regen sind drei Regionen zu unterscheiden, der Südwesten mit Winterregen, die kleine Karoo mit gleichmäßig verteiltem Regen im Süden, und der Osten mit Sommerregen. Im Westen kömmen die Regen mit Nordwestwinden, im Süden und Osten mit südwestlichen Winden, im Osten zuweilen auch mit nordöstlichen Winden vor. Bemerkenswerte Winde, mit dem Lokalnamen Bergwinde („Berg winds"), wehen zuweilen vom Plateau herab rechtwinkelig zur Küste und erhöhen die Temperatur. Zu Port Nolloth wehen sie zur Zeit, wo die Depressionen in Südafrika am häufigsten sind, vom Herbst an durch den Winter bis zum Frühling und erhöhen die Wintertemperatur. Die Witterungsstörungen (storms) in Südafrika treten mit V Depressionen ein, ähnlich wie im südlichen Australien. (Nature, Nov. 2, 1905.)

Nachtrag. Inzwischen ist uns die Abhandlung des Herrn Charles Stewart, Secr. Met. Comm. Cape Colony, selbst zugekommen. Sie führt den Titel: The Meteorology of South Africa, 42 S. in 8°, mit zahlreichen Diagrammen, Kärtchen und Tabellen, und gibt dadurch einen sehr wertvollen Überblick über alle meteorologischen Verhältnisse von Südafrika. Wir wollen noch einige Notizen daraus den obigen beifügen. Die niedrigste Jahrestemperatur haben Disa Head (Tafelberg), 762 m, mit 12.6° und Kilrush in Kaffraria, 2090 m, mit 12.7°, die wärmsten Orte sind Puli in Rhodesia an einem Nebenflusse des Limpopo in 530 m mit 22.4° und Verulam, 19 engl. Meilen südl. von Durban (Natal), 7 Miles von der Küste mit 22.1°. Während am Cap Agulhas die mittlere tägliche Schwankung bloß 5.8° beträgt, erreicht sie in Bloemfontein 14.3 und in Matatiele sogar 18.7°. Die Temperaturänderungen von W nach E unter dem 29. Parallelkreise zeigen die Jahrestemperaturen folgender Stationen: Port Nolloth 14.3, O'okiep, 50 Miles landeinwärts, 17.2, Kimberley, 500 Miles von der Küste, 18.2 und Durban an der Ostküste 21.6°; die Differenz der beiden Küsten beträgt demnach 7.3°! Regenfall, Gewitter, Hagel, Bewölkung, Windverhältnisse werden in der Schrift eingehend behandelt. Über die Regenverhältnisse bringen wir demnächst einen Auszug aus einer größeren Abhandlung von Sutton. Im Innern des Kaplandes fällt oft sehr starker Hagel. So zu Grahamstown am 27. Oktober 1903 Hagelkörner von 156 g Gewicht. Zu Bololwa gab es am 27. Dezember 1904 einen furchtbaren Hagelsturm von NNW. Die Hagelkörner hatten bis zu 40 mm Durchmesser, der Hagel lag in den Windwehen fast 1 m hoch.

Digitized by Google

Der höchste Drachenaufstieg. Direktor Assmann teilt folgendes mit: Soweit bekannt, betrug die größte bisher mit Drachen erreichte Höhe 6100 m, welche Teisserenc de Bort bei einem Aufstiege an Bord des dänischen Kanonenbootes „Falster" gewonnen hat. Am kgl. Aeronautischen Observatorium Lindenberg gelang am 25. November 1905 ein Drachenaufstieg bis zu 6430 m mit sechs Drachen von zusammen 27 qm Fläche und 14 500 m Draht; der Luftdruck betrug in dieser Höhe 330 mm, die Temperatur — 25.0°, während unten 4.9° abgelesen wurde. Der Westwind wehte in den unteren und mittleren Schichten mit 8 bis 10 m pro Sekunde, in der größten Höhe mit 25 m pro Sekunde Geschwindigkeit. Das Observatorium arbeitet seit längerer Zeit mit erheblich dünneren Drähten als früher und zwar mit solchen von 0.6 bis 0.8 mm Durchmesser, was vornehmlich infolge einer bedeutenden Erhöhung der Bruchfestigkeit der von Felten und Guillaume gelieferten Drähte möglich geworden ist[1]).

Warme Welle in den Vereinigten Staaten vom 20. bis 24. Januar 1906. Die „kalte Welle" ist eine gewöhnliche Erscheinung eines jeden Winters im Wetter der Vereinigten Staaten. Jeder solchen kalten Welle geht an der Frontseite der Zyklone eine „warme Welle" voran, die in den meisten Fällen in ihrer Erscheinung nicht so auffallend hervortritt wie die kalte Welle, weil sie meistens von kurzer Dauer ist, denn die Zyklonen ziehen ziemlich rasch vorbei. Diesmal hatten wir aber einen Fall, der in den Annalen der amerikanischen Wetterkunde seit Jahren nicht vorgekommen ist: eine warme Welle, die ziemlich langsam über die Staaten zog und Gelegenheit hatte, sich stark auszubilden; dieselbe wurde darin besonders durch die ziemlich hohen Anfangstemperaturen unterstützt, denn die bisherigen Temperaturverhältnisse des jetzigen Winters in den Vereinigten Staaten müssen als milde bezeichnet werden.

Die Druck- und Temperaturverhältnisse können folgendermaßen beschrieben werden: Eine Zyklone vom gewöhnlichen Wintertypus, die am 19. Januar zentral über dem Staate Wyoming lag, verschob sich in den nächsten 24 Stunden in SE-Richtung, mit Isobaren in NE-Richtung ausgezogen, so daß die längere Achse der Zyklone eine Richtung vom östlichen Colorado nach Minnesota einnahm. (Der Druck im Zentrum der Zyklone war 741.7 mm auf Meeresniveau reduziert.) Die ziemlich starken Druckgradienten auf der südlichen Seite der Zyklone gestatteten eine reichliche Zufuhr von warmer feuchter Luft vom mexikanischen Golfe, so daß die Isothermen sich stark nordwärts ausbuchteten und die Temperatur im Ohio-, im südlichen Mississippitale und in Texas auf 16° C stieg, während in Montana und in den beiden Dakotas die Temperatur unter — 18° C sank. Als Beispiel der größten Temperaturänderungen vom 19. zum 20. Januar konnte man folgende Daten angeben (von 8^a zu 8^a):

Indianopolis, Staat Indiana, von — 3.3 auf 16.8° C.
Louisville, Staat Kentucky, von — 2.2 auf 18.9° C.
Rapid City, Staat Süd-Dakota, von 10.0 auf — 10.0° C.
Yellowstone Park, Staat Wyoming, von 2.2 auf — 15.6° C.

Im nordöstlichen Teile der Zyklone bildete sich ein neuer zweiter Kern (vom Drucke 754.4 mm) aus, während der andere Kern sich nach dem südlichen Texas verschob, so daß die Achse der Luftdruckrinne eine Richtung von SSW, dem Mississippitale entlang, einnahm. Diese Rinne wurde von Isothermen von 4.4° C (40° F) und 10.0° C (50° F) durchzogen, die vom südlichen Texas in NNE-Richtung quer über den Michigansee verliefen, um sich dort gegen Osten zu biegen. Diese Druckverhältnisse wurden im ganzen Mississippitale von heftigen Regengüssen und sommerlichen Gewittern begleitet[2]). Da sich das ganze System langsam gegen Osten verschob — die Wettervorhersagen für die östlichen Unionstaaten hatten für diesen Tag fehlgeschlagen —, so waren die positiven Temperaturveränderungen binnen den nächsten 24 Stunden nicht so groß, ungefähr 10° C in den Staaten New York und Pennsylvania, im Westen aber, im Missouritale und am Abhange des Felsengebirges, sank die Temperatur um 20° C.

Am nächsten Tage (21. Januar) rückten die beiden Druckkerne näher aneinander, indem der nördliche sich ein wenig vertiefte (751,3 mm) und nach Indiana verschob, während der südliche über den Staaten Mississippi und Alabama zentral wurde. Die Ausbuchtung

[1]) Illustr. Aeronaut. Mitteil. Januar 1906.
[2]) Einen ähnlichen Wettersturz im Januar 1866 habe ich beschrieben nach allerdings unzulänglichen Daten in der Zeitschrift d. Österr. Meteorol. Ges. 4, 105 (1869). D. Red.

Digitized by Google

der Isotherme von 15.6° C (60° F), die am vorigen Tage den 40. Parallel der nördlichen Breite tangierte, rückte bis zu den südlichen Ufern des Ontario- und Eriesees, um sich von dort scharf in südlicher Richtung umzubiegen.

Die Temperaturkarte vom 22. Januar (Montag) gibt am klarsten den schroffen Temperaturunterschied der beiden Seiten der Zyklone zu sehen. Die Isotherme von — 1.1° C (30° F) geht von Chatham, Neubraunschweig in Kanada durch Father Point und Quebec westlich zu Sault Ste. Marie am Huronsee, von da biegt sie sich südwärts, geht quer über den Michigansee an Chicago und Cairo, Staat Illinois, vorbei und durchzieht Texas in südwestlicher Richtung. Die Isothermen sind stark gedrängt und verlaufen der längeren Achse der zweikernigen Zyklone entlang. Wie steil der Temperaturgradient war, kann man durch folgendes Beispiel ersehen: Am 22. Januar in Columbus, Staat Ohio, war die Temperatur um 8 Uhr morgens 17.8° C; in Moorhead, Staat Minnesota, — 32.3° C, ein Unterschied von 50° C auf eine Distanz von 1500 km.

Am 23. Januar vereinigten sich beide Kerne der Zyklone (der nördliche von 751.8, der südliche mit 754.4 mm) und zogen zusammen durch Kanada, indem eine durch sie verursachte V-förmige, gegen Süden gerichtete Rinne über die atlantischen Staaten hinwegzog. Die Isothermen an diesem Tage verliefen beinahe N—S, z. B. die Isotherme — 1.1° C (30° F) verlief parallel der NW-Küste des Golfes an New Orleans und Mobile in Alabama vorbei und dann in fast nördlicher Richtung durch die Staaten Alabama, Tennessee, Kentucky und Ohio quer durch Michigan, wo sie sich gegen NE umbog. Ihr parallel verliefen die Isothermen von 4.4° C (40° F), 10° C (50° F) und 15.6° C (60° F), welch letztere durch Tampa und Jacksonville in Florida in nördlicher Richtung zum Ontariosee verlief, um sich dort scharf gegen Süden zum Parallel 38. nördl. Br. umzubiegen. Der Vorübergang der erwähnten V-förmigen Rinne wurde in der Nacht vom 23. zum 24. Januar und am nächsten Tage in den New England-Staaten durch heftige Regengüsse und Stürme begleitet.

Der Vorübergang der hier geschilderten warmen Welle, die im allgemeinen der Natur im ganzen östlichen Teile der Vereinigten Staaten eine Stimmung des Frühlings verlieh, wurde besonders an der atlantischen Küste durch sehr hohe relative Feuchtigkeit recht unangenehm. Von manchen Orten wurden Maximaltemperaturen berichtet, die an jenen Stellen seit Einrichtung der Wetterbureaustation noch nicht vorkamen, z. B. 23.3° C in Cincinati, Staat Ohio, und in Norfolk, Staat Virginia.

Washington, D. C. Dr. S. Hanzlik.

Merkwürdige Wolkenbildung. Als ich am 2. November 1905, vormittags 8¼ Uhr von meiner Wohnung nach dem 10 Minuten entfernten Observatorium ging, sah ich die nachstehend beschriebenen Wolken, die wegen ihrer seltenen Form wohl einer besonderen Mitteilung wert erscheinen. Eine beabsichtigte photographische Aufnahme konnte nicht gemacht werden, da nach meiner Ankunft am Observatorium die Wolken bereits zu nahe an den Horizont gelangt waren, um noch die charakteristischen Eigentümlichkeiten deutlich erkennen zu lassen. Eine nachträglich gefertigte Skizze bietet immerhin einen gewissen Ersatz.

Der Himmel war zur angegebenen Zeit fast ganz mit Alto Stratus bedeckt, nur im Norden befand sich ein schmaler blauer Himmelsstreifen. Ein cumulusartiger großer, dreiseitiger Wolkenkomplex, der etwa $^1/_{10}$ des Himmelsgewölbes bedeckte, zog mit einer Spitze voran, äußerst rasch unterhalb der hoch gelegenen Stratusschicht von Süd nach Nord, während gleichzeitig der untere, lokale Wind nur leicht (2 bis 3) in fast entgegengesetzter Richtung aus NE wehte. Die Wolkenbank bestand aus einer mäßigen Anzahl von dunkelgrauen, rundlichen Gebilden, von denen die an der Spitze des Dreiecks befindlichen eine sackartige mit kugelförmigen Enden aufwiesen. Ihr Durchmesser war etwa 2°, ihre Höhe etwa doppelt so groß. Die nachfolgenden Wolkenballen behielten nahe die gleiche Breite bei, waren aber in der Zugrichtung (N—S) um so mehr verlängert, je weiter sie von der Spitze entfernt waren. Sie besaßen also wulstartige Formen. Die Wolke wird man mit „Mammato-Cumulus“ bezeichnen dürfen. (Vgl. Internationaler Wolkenatlas. Paris 1896. Tafel XIII, Fig. 26).

Interessant ist die abgeschlossene Form, die man mit einer Traube vergleichen möchte. Jedoch erscheinen die einzelnen Beeren, besonders an der Spitze des Wolkenkeiles, vertikal in die Länge gezogen und glichen daher abgerundeten Gewehrkugeln. Sie erinnerten

Digitized by Google

besonders an die bei Gewittern öfters auftretenden Wolkensäcke. Im Gegensatz zu diesen aber waren hier wiederum die Umrisse der einzelnen Säcke ganz scharf und deutlich, auch fehlte jede Franzenbildung. Auch die nachfolgenden Wolkenwülste waren deutlich voneinander getrennt und verloren sich nicht undeutlich in dem nachfolgenden Gewölk, wie es bei Gewittern in den Nimbuswolken der Fall ist. Die Wolke war weder von einem Niederschlage begleitet, noch folgte ihr Regen nach.

Die Gestalt ist aus den herrschenden Windverhältnissen gut zu erklären. Leichter Unterwind, darüber starker Oberwind in entgegengesetzter Richtung. Immerhin müssen zuweilen besondere Verhältnisse eintreten, um so ausgesprochen regelmäßige Formen hervorzubringen, da ja derartige Wolken sehr selten beobachtet werden.

München, Erdmagnetisches Observatorium. Dr. J. B. Messerschmitt.

Aufsteigende Luftbewegung in einer Trombe. In der Sitzung der Pariser Akademie vom 6. November 1905 legte Herr Lapparent eine Mitteilung von Abbé Maillard vor, in welcher die Erscheinungen beschrieben werden beim Vorübergang der Trombe vom 4. Juli 1905, welche die Umgebungen von Cravant bei Beaugency verwüstet hat. Die Zerstörungen, welche auf beiden Seiten der Bahn stattgefunden haben, bezeugen eine plötzliche Verminderung des Luftdruckes, die Fenster und Türen geschlossener Lokale flogen nach auswärts, die ganzen Dächer wurden in toto in die Höhe gehoben, während die schadhaften keine schweren Beschädigungen erlitten haben. Die vollen Ähren eines benachbarten Feldes sind von der Trombe aspiriert worden, während die Halme an ihrem Platze geblieben sind. Alle Beobachtungen bezeugen eine starke aufsteigende Bewegung in der Trombe.

Meteorologische Beobachtungen zu Lagos. Wir entnehmen den Colonial Report No. 400, Lagos, Report for 1902 die folgenden Beobachtungsergebnisse:

Meteorologische Beobachtungen am Hospital zu Lagos.

1902	Luftdruck	Temperatur Mittel	Max.	Min.	Differenz	Relative Feuchtigkeit	Regenfall 1902	1901	1900
Januar	759.2	26.9	32.8	20.1	12.7	74	0	19	36
Februar	59.7	28.3	33.3	21.1	12.2	86	46	0	97
März	57.6	28.4	33.3	22.8	10.5	81	55	155	67
April	58.7	28.9	35.0	22.2	12.8	74	129	67	277
Mai	59.9	27.5	33.3	21.1	12.2	75	117	331	301
Juni	60.6	26.9	32.8	21.1	11.7	76	364	443	271
Juli	62.3	25.8	31.1	21.1	10.0	83	150	760	432
August	60.1	26.0	30.0	21.1	8.9	78	13	194	28
September	62.2	25.8	29.4	21.1	8.3	79	204	405	74
Oktober	61.6	26.7	31.1	21.1	10.0	80	84	380	174
November	61.1	27.8	32.2	23.9	8.3	77	4	104	91
Dezember	60.6	28.1	32.8	18.9	13.9	80	0	0	0
Jahr	760.3	27.3[1])	35.0	18.9	16.1	79	1166	2858	1848

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Alt-Calabar im Jahre 1902. Wir entnehmen den Colonial Reports No. 405, Southern Nigeria, Report for 1902, die folgenden Beobachtungsergebnisse:

Old Calabar 1902.

Mittel der täglichen Extreme.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
26.9	28.6	28.2	28.5	28.4	27.2	25.6	25.8	26.3	26.8	28.1	28.3	27.4

Absolute Extreme.

32.8	36.1	34.4	33.9	33.9	32.2	31.7	30.0	31.1	31.7	32.2	33.3	36.1
21.7	21.7	21.1	21.1	18.9	21.1	20.6	20.0	20.6	20.0	21.8	17.8	17.8

Regenmenge.

0	55	389	369	473	555	514	572	274	451	132	183	3967

Herrschende Windrichtung.

NE	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	NE	NE	—

Der Regenfall war geringer als im Jahre 1901. Zu Opobo fielen im Juli 1902 967 mm. Die meteorologischen Beobachtungen der anderen Stationen, abgesehen von Old Calabar, Benin City, Sopale, waren nicht vollständig.

[1]) Wohl Mittel der täglichen Extreme.

Digitized by Google

Wasserhose auf dem Zuger See am 19. Mai 1905. Die Wochenschrift La Nature bringt in ihrer Nummer vom 16. September 1905 einen eingehenden Bericht von D. Mercier über diese auf dem Festlande von Europa seltene Erscheinung. Der Beschreibung der Wasserhose ist eine Abbildung beigegeben nach einer photographischen Aufnahme in Zug (S. 236). Die Erscheinung, der ein Gewitter folgte, währte 20 Minuten.

Prohaska: Über die jährliche und tägliche Periode der Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Den von Prof. K. Prohaska in Graz bearbeiteten Ergebnissen der Gewitterbeobachtungen in den genannten Alpenländern entnehmen wir folgende allgemeine Daten [1]).

I. Die jährliche Periode der Gewitter und Hagelfälle.

Die Hauptresultate aller 15 Beobachtungsjahre sind folgende.

Fünfzehnjährige Ergebnisse (1885 bis 1892 und 1896 bis 1902, Hagel 12 Jahre), gesamtes Beobachtungsnetz.

Monat	Gewitter-meldungen	Proz.	Wetter-leuchten	Proz.	Gewitter-stunden	Proz.	5jähr. Mittel (1886—87, 1897, 1902) Stündl. Geschwindigk.	Zahl der Fälle	Häufigkeitsquotient $5^p—11^a$ / $11^a—5^p$	Hagel-häufigkeit	Pro Mille
Januar .	90	0.06	78	0.33	85	0.04	75.0 km	1	2.86	4	0
Februar .	188	0.13	60	0.25	201	0.10	45.0 „	2	0·97	10	1
März . .	919	0.63	227	0.95	1 150	0.56	38.1 „	9	1.47	86	10
April . .	4 411	3.03	729	3.05	5 416	2.65	35.9 „	26	0.69	449	51
Mai . .	18 254	12.52	2293	9.59	23 596	11.57	27.1* „	75	0.65*	1449	167
Juni . .	34 437	23.62	4121	17.23	45 928	22.52	28.9 „	134	0.76	1910	220
Juli . .	44 035	30.21	6725	28.12	61 986	30.39	32.0 „	220	1.20	2553	294
August .	30 878	21.18	6136	25.65	46 216	22.66	33.9 „	112	1.70	1623	187
Septbr. .	9 681	6.64	2405	10.05	15 176	7.44	32.4 „	40	1.70	501	58
Oktober .	1 901	1.31	799	3.34	2 771	1.36	42.1 „	8	2.67	59	7
Novbr. .	615	0.42	174	0.73	851	0.42	48.3 „	3	3.25	32	4
Dezbr. .	365	0.25	171	0.71	587	0.29	56.7 „	4	6.07	7	1
Summe	145 774	100	23 918	100	203 963	100	31.8	634	1.12	8683	1000

Häufigkeitsquotient Nacht : Tag, Winter 3.22, Frühling 0.68, Sommer 1.16, Herbst 1.86.

In den Pentaden entfällt das Hauptmaximum der Gewitterhäufigkeit auf 20. bis 24. Juli, das sekundäre auf 31. Mai bis 4. Juni, in den Dekaden das Hauptmaximum auf 10. bis 19. Juli, das zweite auf den 31. Mai bis 9. Juni, in den Halbmonaten das erstere auf die zweite Julihälfte, das letztere auf die erste Junihälfte.

Anzahl der auf die einzelnen Dekaden entfallenden Meldungen über Gewitter und Wetterleuchten, 15 Jahrgänge (1885 bis 1892 und 1896 bis 1902), Hagel, 12 Jahre.

	Dekade	Gewitter	Wetter-leuchten	Hagel
Jan.	1.—10.	14	5	0
	11.—20.	41	19	2
	21.—30.	27	53	1
	31.— 9. Febr.	45	28	2
Febr.	10.—19.	16	17	1
	20.— 1. März	159	25	8
März	2.—11.	114	33	8
	12.—21.	125	48	17
	22.—31.	656	137	61
April	1.—10.	619	95	77
	11.—20.	1124	239	139
	21.—30.	2668	395	233
Mai	1.—10.	3954	676	367
	11.—20.	4988	506	440
	21.—30.	7938	987	583
	31.— 9. Juni	14409	1765	810
Juni	10.—19.	8915	1044	502
	20.—29.	11314	1301	544
	30.— 9. Juli	13160	1747	1199
Juli	10.—19.	15228	2429	745
	20.—29.	14205	2376	559
	30.— 8. Aug.	13653	2146	696
Aug.	9.—18.	9947	1959	495
	19.—28.	8408	1951	554
	29.— 7. Sept.	5764	1486	273
Sept.	8.—17.	3440	728	211
	18.—27.	1679	495	59
	28.— 7. Okt.	765	315	30
Okt.	8.—17.	516	277	15
	18.—27.	628	193	17
	28.— 6. Nov.	320	126	3
Nov.	7.—16.	249	74	6
	17.—26.	215	47	21
	27.— 6. Dez.	120	54	4
Dez.	7.—16.	31	53	0
	17.—26.	300	85	6
	27.—31.	20	4	1

[1]) Jahrbücher der k. k. Centralanstalt 1903.

Digitized by Google

II. Die tägliche Periode.

Tabelle I.

Gewitterstunden der Jahre 1885 bis 1892 und 1896 bis 1902, gesamtes Beobachtungsnetz.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Proz.
12—1	2	2	20	106	160*	593	1231*	1243	283*	112	48	29	3829	1.88
1—2	4	6	30	96	226	522	1270	1380	311	155	61	34	4095	2.01
2—3	3	5	26	79	165	328	994	1175	226	129	48	39	3217	1.58
3—4	1	3	30	44	96	229	712	987	202*	92	33	35	2464	1.21
4—5	1	6	29	33	94	201*	558	886	221	62	26*	32	2149*	1.05*
5—6	—	7	23	40	124	283	504	762	294	63	41	45	2186	1.07
6—7	5	2	21	44	151	351	477	700*	274	40*	52	39	2156	1.06
7—8	5	2	20	23*	142	389	449*	709	290	51	54	24	2158	1.06
8—9	—	4	16	23*	160	407	463	752	335	62	10	13	2245	1.10
9—10	—	6	13*	67	201	514	540	774	316	97	5*	15	2548	1.25
10—11	2	9	15	74	504	926	913	933	308	114	21	11	3830	1.88
11—12	3	21	40	170	1138	1855	1752	1256	377	130	41	14	6797	3.33
12—1	2	22	49	357	1973	3103	3134	1730	478	97	42	11	10998	5.39
1—2	—	21	71	561	2573	4541	4769	2464	809	129	45	7*	15990	7.84
2—3	11	8	96	684	3010	5352	5784	3385	1105	131	32	12	19610	9.61
3—4	3	16	82	745	2910	5664	6475	4146	1370	136	18	26	21591	10.58
4—5	3	14	128	694	2676	5519	6267	4120	1476	131	22	13	21063	10.33
5—6	17	18	133	506	2222	4547	5921	4107	1356	140	20	14	19001	9.32
6—7	16	4	57	340	1664	3465	5104	3585	1205	163	28	15	15646	7.67
7—8	2	6	56	268	1294	2559	4282	3174	1191	216	32	38	13118	6 43
8—9	2	7	68	185	997	1859	4055	2958	1103	200	49	26	11509	5.64
9—10	1	8	67	109	630	1277	3136	2313	795	137	43	30	8546	4.19
10—11	1	2	35	78*	317	835	1921	1573	508	97	43	37	5447	2.67
11—12	1	2	25	90	169	609	1275	1104*	343	87*	37	28	3770*	1.85
Sa.	85	201	1150	5416	23596	45928	61986	46216	15176	2771	851	587	203963	100

Tabelle II.

Zahl der Meldungen über Hagelfälle, 12 Jahrg. (1888 bis 1892 und 1896 bis 1902), gesamtes Beobachtungsnetz.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Proz.
12—1	—	—	—	10	6	6	20	21	4	—	2	—	69	0.83
1—2	—	1	1	6	4	4	18	14	—	2	5	—	55	0.66
2—3	1	—	—	3	6	1	13	13	—	1	7	1	46	0.55
3—4	—	1	3	1	2	1	8	41	3	—	1	1	62	0.74
4—5	—	—	3	2	3	—	13	27	—	1	—	1	50	0.60
5—6	—	—	—	1	6	1	15	30	—	2	—	1	56	0.67
6—7	—	—	—	1	4	5	25	20	4	—	1	1	61	0.73
7—8	—	—	1	1	3	3	17	10	6	—	5	—	46	0.55
8—9	—	—	—	8	3	8	8	11	5	—	—	—	43*	0.52*
9—10	—	—	2	12	9	26	11	19	9	—	—	—	88	1.06
10—11	—	—	2	6	34	32	15	20	4	—	1	—	114	1.37
11—12	—	1	2	14	85	78	54	38	5	5	2	—	284	3.41
12—1	—	1	2	36	170	122	153	56	12	4	1	—	557	6.69
1—2	—	2	9	59	174	192	257	95	35	5	—	—	828	9.94
2—3	1	1	7	69	214	266	315	149	44	2	3	—	1071	12.86
3—4	—	2	11	59	185	287	345	222	64	2	—	—	1177	14.13
4—5	—	—	19	43	150	287	334	193	76	10	—	—	1112	13.35
5—6	2	1	10	44	124	216	295	207	62	8	—	2	971	11.65
6—7	—	—	3	24	108	145	220	171	54	3	1	—	729	8.75
7—8	—	—	—	22	50	67	117	73	38	4	—	—	371	4.45
8—9	—	—	1	6	23	35	88	40	35	2	2	1	233	2.80
9—10	—	—	—	5	10	18	60	22	19	—	1	—	135	1.62
10—11	—	—	—	4	5	15	37	25	10	2	—	—	98	1.18
11—12	—	—	2	18	1	9	21	10	13	—	—	—	74	0.89
Sa.	4	10	78	454	1379	1824	2459	1527	502	53	32	8	8330	100

In den 12jährigen Ergebnissen (Tabelle II) trifft das Hauptmaximum, mit dem Gewittermaximum (Tabelle I) zusammenfallend, auf 3 bis 4^{p}, tritt jedoch viel stärker (14.13 Proz. gegen 10.58 Proz.) hervor. — Nimmt man 3^{p} als Zeitpunkt des Temperaturmaximums, sonach als jenen Termin im täglichen Gange der Temperatur an, der der Julimitte im jährlichen Gange entspricht und vergleicht man, analog dem mit der Jahresperiode durchgeführten Vorgange, die Gewitter- und Hagelhäufigkeit für die beiden durch diese Stunde (3^{p}) getrennten Tageshälften, so findet man das Nachstehende:

Digitized by Google

3^a bis 3^p	73 131	Gewitterstunden	oder	35.8 Proz.
3^p „ 3^a	130 832	„	„	64.2 „
3^a „ 3^p	3 260	Hagelmeldungen	„	39.1 „
3^p „ 3^a	5 070	„	„	60.9 „

Hier fällt sofort das gegenteilige Verhalten im täglichen Wärmegange auf: auf die erste Hälfte der jährlichen Wärmeperiode entfallen 54 Proz. aller Gewittermeldungen und fast 63 Proz. aller Hagelanzeigen, hingegen auf die ihr entsprechende erste Hälfte der täglichen Wärmeperiode nur 36 Proz. der Gewitterstunden und 39 Proz. der Hagelmeldungen. Speziell beim Hagel ist der Gegensatz beider Perioden sehr auffallend, die große Hagelhäufigkeit im Frühling und Frühsommer hat in der Tagesperiode dieses Elementes kaum ein Analogon.

Das Julimaximum der Hagelhäufigkeit beträgt 29.39 Proz. der Gesamtfälle, auf das Julimaximum der Gewitter entfallen 30.21 Proz. aller Meldungen. Teilt man das Jahr hinsichtlich seiner Temperatur in zwei gleiche Hälften — 16. Januar bis 15. Juli und 16. Juli bis 15. Januar — und berechnet man für diese beiden Hälften gesondert die Gewitter- und Hagelhäufigkeit seit Beginn der Beobachtungen, so kommt man zum folgenden Ergebnisse:

16. Januar bis 15. Juli . . .	79 074	Gewittermeldungen	oder	54.2 Proz.
16. Juli bis 15. Januar . . .	66 700	„	„	45.8 „
16. Januar bis 15. Juli . . .	5438	Hagelmeldungen	„	62.6 „
16. Juli bis 15. Januar . . .	3251	„	„	37.4 „

Man sieht, daß weder die Gewitter- noch die Hagelperiode durch die Julimitte in zwei gleiche Hälften zerlegt wird, und daß die Hagelhäufigkeit in der ersten Hälfte der jährlichen Wärmeperiode noch stärker vorwiegt, als dies für die Gewitter gilt.

Anzahl der Gewittertage in den Jahren 1885/1892 und 1896/1902. Ganzes Beobachtungsgebiet.

15jähriges Mittel. Zahl der Tage.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
2.0	1.6*	5.3	11.4	20.9	**25.6**	24.7	21.9	13.0	8.7	3.4	2.1	140.7

Nach den Gewittermeldungen fällt das Minimum auf den Januar, das Maximum auf den Juli in der gleichen Periode.

Jahresresultate. Zahl der Gewittertage.

1885	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892
152	**159**	134	132	146	146	137	120*
1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903
147	151	**153**	138	123	152	120*	129

Die größte Häufigkeit erreichten die Gewitter im Juni 1886, der 30 Gewittertage im ganzen Beobachtungsgebiete zählte.

Geschwindigkeit der Gewitterzüge. 5jähriges Mittel.

Zugrichtung	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Geschwindigkeit, Kilometer	24.1	23.5*	23.7	24.4	28.8	36.5	**36.9**	30.6
Zahl	44	42	33	40	20	127	189	136

Durchschnitt der fünf Jahresmittel 31.9 km, aus den Summen der Weglängen berechnet (20 059 km : 631 Gewitterzüge) 31.8 km pro Stunde.

Täglicher Gang der stündlichen Geschwindigkeit.

	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Vormittag .	38.3	45.6	**46.2**	42.3	40.9*	47.7	**49.1**	45.9	44.1	35.7	35.1	30.5
Nachmittag	29.1	29.1	27.7*	29.4	29.8	29.9	30.3	32.2	35.8	37.2	38.5	41.0

Häufigkeit der Zugrichtung aus:

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
Gewitter	8.1	5.4	5.9	3.8*	5.3	22.3	**24.7**	24.5	Proz.
Hagelwetter	7.3	1.5*	2.7	2.7	3.9	20.9	**37.3**	23.6	„

Die Westrichtung überwiegt demnach bei den Hagelwettern viel stärker als bei den Gewittern.

Digitized by Google

Dauer der Gewitter (440 an Zahl) im Jahre 1903.

Dauer	< ½h	½—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7h
Zahl	75	114	132	58	31	22	7	1
Prozent	17	26	30	13	7	5	2	0

43 Proz. der Gewitter erlöschen, ehe sie eine Stunde angedauert haben. Die mittlere Dauer beträgt 1½ Stunden. Die Gewitter aus NW hatten die längste Dauer von 1.93 Stunden, jene aus NE die kürzeste von 0.75 Stunden. Nach den Monaten hatten die Augustgewitter die längste Dauer von 2.43 Stunden, die kleinste die des Mai mit 1.15 Stunden.

Der tägliche Gang des Luftdruckes in Südindien. Es ist das Verdienst von John Allan Broun, unter den größten Schwierigkeiten einige Serien stündlicher korrespondierender meteorologischer Beobachtungen (Temperatur, Luftdruck, Dampfdruck, Bewölkung) in verschiedenen Seehöhen in der Umgebung von Trevandrum ins Werk gesetzt zu haben. Die Ergebnisse dieser wertvollen Beobachtungsreihen hat Sir John Eliot in den Indian Meteorol. Memoirs in extenso veröffentlicht (Vol. VIII, Part II), und in Bd. X (Kalkutta 1898/1899), S. 353 usw. eine erschöpfende Diskussion derselben geliefert. Wir haben im nachfolgenden einige Auszüge aus dieser großen Arbeit zusammengestellt [1]).

„Das Hauptobjekt meiner mehrfachen wissenschaftlichen Expeditionen nach Agustia Mallay und seinen westlichen und östlichen Abhängen war die Erforschung der Ursache der halbtägigen Barometerschwankung. Verschiedene Hypothesen sind zur Erklärung derselben aufgestellt worden, eine davon hat die Zustimmung von Männern gefunden, deren Namen hinreichend wäre, die Frage als gelöst zu betrachten, wenn die Wissenschaft mit Namen befriedigt werden könnte. Diese Hypothese ist die von Dove, welche mir aber weder wahr noch genügend geschienen hat, und der ich sogleich Opposition gemacht habe“ (John Allan Broun).

Es folgt dann die bekannte Theorie der täglichen Barometerschwankung von Dove, die auf der Berechnung des sogenannten Druckes der trockenen Luft beruht, auf welche Broun nun näher eingeht und auseinandersetzt, weshalb er derselben nicht zustimmen kann, da er mit Lamont die Berechnung des Druckes der trockenen Luft verwerfen zu müssen glaubt. Er führt ferner an, daß er schon bei der Diskussion der Makerstounbeobachtungen 1843/1846 zu dem Resultat gelangt sei, daß die halbtägige Barometerschwankung dieselbe Form habe während der Winternacht, wie während eines Sommertages, und umgekehrt, daß ferner die halbtägige Oszillation des Barometers größer im Winter als im Sommer ist (Broun zeigte das auch für Dublin und einige andere Orte in ähnlicher Breite.)

Die gleichzeitigen Beobachtungen in verschiedenen Seehöhen hatten den Zweck, zu zeigen, daß die halbtägige Oszillation von dem täglichen Gange des Dampfdruckes unabhängig sei, und daß die Amplituden derselben im Verhältnisse mit dem Luftdrucke abnehmen, die Phasenzeiten aber so gut wie konstant bleiben.

An den Stationen Kalliad auf der Westseite des Pik und zu Vannatheerthum (einem Wasserfall, der unter dem Namen „Pfeil der heiligen Wasser“ ein Wallfahrtsort der Bewohner der dürren Ebene von Tinnevally ist) auf der Ostseite in gleicher Seehöhe, wurden drei Serien korrespondierender stündlicher Beobachtungen aller meteorologischen Elemente angestellt zugleich mit jenen in Trevandrum an der Küste und auf dem Agustia Pik. Eine andere Reihe stündlicher Beobachtungen wurde in gleicher Weise an den Stationen Kalliad, 1200 Fuß, Charatha, 2700 Fuß, und Kamala, 4500 Fuß, angestellt.

Die Schwierigkeit der Errichtung dieser Stationen in den pfadlosen Urwäldern an den Abhängen des Agustia Pik werden S. 355 bis 359 eindringlich geschildert. Kamala liegt auf der Südseite des Pik (etwa 1700 Fuß niedriger auf einem Paß, einem beliebten Elefantenpfad, wo die Beobachter ihren Durst einige Tage nur mit dem Regenwasser löschen konnten, das in den Tümpeln der Fußspuren der Elefanten zurückblieb). Charatha lag 1800 Fuß unter Kamala, noch niedriger, nur 1200 Fuß über dem Meere lag Kalliad (an der Westseite).

Die ersten drei Reihen umfaßten die Perioden: 23. März bis 20. April 1857, 9. September bis 8. Oktober 1864 und 2. bis 28. Januar 1865, die letzte Reihe an den fünf Stationen umfaßte die Tage vom 20. Januar bis 19. Februar 1859.

[1]) Die Ergebnisse der Temperaturbeobachtungen finden sich in meiner Abhandlung: Der tägliche Gang der Temperatur in der inneren Tropenzone. Wien 1905.

Digitized by Google

Die Ergebnisse der drei erstgenannten Beobachtungsreihen haben wir in Mittelwerte zusammengefaßt (für die p und q und daraus die A und a neu berechnet). Reduzieren wir die Amplituden der doppelten täglichen Oszillation der letzten Beobachtungsreihen auf den Luftdruck der untersten Station, so erhalten wir:

	Trevandrum	Kalliad	Charatha	Kamala	Agustia
Luftdruck	755	724	692	649	612
Amplitude	1.22	1.18	1.06	0.99	0.93
Reduziert	—	1.23	1.16	1.15	1.15
Abweichung (von 1.22) .	—	+ 0.01	— 0.06	— 0.07	— 0.07

Die Übereinstimmung muß wohl als eine befriedigende bezeichnet werden.

Die drei ersten Reihen geben:

	Trevandrum	Kalliad und Vannatheerthum	Agustia
Luftdruck	755	730	613
Amplitude	1.145	1.097	0.927
Reduziert	—	1.135	1.141
Abweichung (von 1.145) . .	—	— 0.010	— 0.004

Also die längeren Reihen stimmen vollständig mit dem (wie ich glaube) zuerst von John Allan Broun ausgesprochenen Satze, daß die Amplituden der doppelten täglichen Oszillation des Luftdruckes im Verhältnis zum Luftdruck mit der Höhe abnehmen. Die Phasenzeiten bleiben so gut wie konstant, bei der ganztägigen Oszillation aber verspäten sie sich mit der Höhe, infolge der „thermischen Druckschwankung", wie ich nachgewiesen. Man sieht auch damit übereinstimmend die Amplituden zuerst abnehmen und dann wieder wachsen. Interessant ist die Steigerung der Amplitude der ganztägigen Oszillation auf der trockenen Ostseite des Pik im Inlande gegen jene in gleicher Höhe auf der Westseite (Seeseite) 0.64 mm gegen 0.36 mm.

Da der überreiche Inhalt der schweren Quartbände der Indian Meteorological Memoirs selbst von den Fachmeteorologen leicht übersehen wird, scheint es mir zweckmäßig, hie und da Auszüge aus denselben zu geben.

	Agustia Pik 8° 87′ N, 77° 20′ E, 1890 m					Trevandrum 8° 30.5′ N, 76° 59′ E, 59 m				Temperatur Mittel	
	Luftdruck Mittel	Konstante des tägl. Ganges A_1	A_2	a_1	a_2	A_1	A_2	a_1	a_2	Agustia	Trevandrum
Januar . .	612.2	263.0	159.1	0.17	0.75	15.3	164.9	0.50	1.17	12.1	24.7
Februar . .	12.6	251.0	150.0	0.27	0.75	11.5	161.1	0.53	1.21	13.5	25.5
März . . .	12.7	271.2	150.6	0.20	0.83	14.4	163.0	0.53	1.20	15.3	26.8
April . . .	12.2	308.7	155.8	0.14	0.94	15.4	162.1	0.43	1.16	16.4	27.1
Mai	10.6	342.2	159.3	0.14	0.86	11.9	161.5	0.37	1.02	15.2	26.7
Juni	10.3	319.1	158.1	0.15	0.67	22.1	159.0	0.26	0.91	14.8	25.3
Juli	10.5	321.4	147.9	0.15	0.70	32.3	156.7	0.30	0.89	14.3	24.8
August . .	11.3	340.7	150.1	0.17	0.78	31.9	159.7	0.39	0.99	14.3	24.8
September .	12.1	334.0	155.5	0.25	0.85	26.6	165.6	0.45	1.08	14.2	25.0
Oktober . .	12.5	331.3	163.0	0.15	0.89	27.8	171.9	0.43	1.15	14.3	24.9
November .	12.7	267.7	166.9	0.07	0.78	31.9	172.8	0.37	1.16	13.8	25.0
Dezember .	12.6	243.3	165.0	0.09	0.87	21.6	169.0	0.38	1.16	12.5	24.7
Jahr	611.86	301.2	156.9	0.13	0.795	21.0	164.2	0.41	1.09	14.2	25.4
Jahr	$A_s = 276.1$		$a_s = 0.031$			$A_s = 20.5$		$a_s = 0.035$			

Aus korrespondierenden Beobachtungen.

Mittel von drei Serien (April 1857, September 1864 und Januar 1865.)

	p_1	q_1	p_2	q_2	A_1	A_2	a_1	a_2	Seehöhe m	Luftdruck
Trevandrum . .	+ 0.122	+ 0.361	+ 0.328	— 1.097	18.7	163.4	0.381	1.145	59	754.6
Kalliad	+ 0.048	+ 0.358	+ 0.335	— 1.039	7.6	162.1	0.361	1.091	366	729.0
Vannatheerthum .	+ 0.135	+ 0.627	+ 0.399	— 1.029	12.1	158.8	0.641	1.104	366	731.0
Agustia	— 0.175	+ 0.056	+ 0.417	— 0.828	287.8	153.3	0.184	0.927	1890	613.1

Eine Serie: 20. Januar bis 19. Februar 1859.

Trevandrum . .	+ 0.080	+ 0.427	+ 0.412	— 1.144	10.6	160.2	0.434	1.217	59	755.0
Kalliad	— 0.003	+ 0.322	+ 0.442	— 1.097	359.4	158.1	0.322	1.181	366	724.2
Charatha	— 0.145	+ 0.117	+ 0.434	— 0.968	308.9	155.9	0.186	1.061	823	691.5
Kamala	— 0.216	+ 0.037	+ 0.394	— 0.922	279.7	156.6	0.219	0.993	1372	648.7
Agustia	— 0.247	— 0.104	+ 0.317	— 0.874	247.2	160.3	0.268	0.930	1890	612.1

J. Hann.

Digitized by Google

Gewitter in Sachsen-Altenburg. Wir entnehmen einem längeren Artikel von Friedrich Krüger (Sternwarte in Altenburg) „Die Niederschlagsverhältnisse und Gewitter im Herzogtum Sachsen-Altenburg 1900 bis 1904“ (Mitteil. aus dem Osterlande, N.F., 11 Bd., 1905, S. 51 bis 81) folgende Daten über die Gewitter.

Mittlere Zahl der Gewittertage 1900 bis 1904.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Altenburg .	0.2	—	—	1.2	5.0	6.8	6.6	4.4	0.8	0.2	—	—	25.2
Gößnitz . .	0.2	—	—	0.8	3.4	4.8	6.6	4.8	1.4	0.4	—	0.2	22.6
Pinneberg .	0.2	—	0.2	0.8	4.0	4.6	5.6	4.0	0.6	0.2	—	—	20.2
Eisenberg .	0.2	—	—	1.6	3.6	5.0	7.8	3.6	1.2	0.2	0.2	—	23.4
Seifartsdorf	0.2	0.2	—	1.2	3.8	4.6	6.8	3.6	1.2	0.2	0.2	—	22.0
Poda . . .	0.2	0.2	0.2	1.2	3.4	6.2	7.2	4.4	1.6	—	0.2	—	24.8

Die Gewitterhäufigkeit zeigt starke Schwankungen. 1901 zählte man (im Mittel der sechs Stationen) 31 Gewittertage, dagegen 1904 kaum 16. In Altenburg kamen in 6 Jahren auf 35 (Mittel) Nahgewitter (Zeitdifferenz zwischen Blitz und Donner 10 Sek.) 13 Ferngewitter.

Nach der Zugrichtung der Gewitter ergab sich im Mittel von 6 Jahren:

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Summe
Gewitter	Proz.	5.7*	8.4	6.0	8.6	16.0	17.2	19.1	18.9	(209)

Täglicher Gang der Gewitterhäufigkeit (1899 bis 1904).

Vormittag						Nachmittag					
12—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
0.17*	0.33	0.83	1.00	2.00	2.33	5.63	6.66	6.66	3.83	4.17	1.00

Landwirtschaftliche Akademie Bonn-Poppelsdorf. Versuchsfeld.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen 1895 bis 1904.

	Temperatur					Regenmenge	Sonnenscheinstunden	Bodentemperatur						
	8a	Mittlere tägl. Extreme		Mittel	Amplitude			5 cm	10 cm	20 cm	40 cm	70 cm	100 cm	130 cm
Januar . .	1:2	— 0.7	4.5	1.9	5.2	34	45	1.2	1.4	1.7	2.4	3.5	4.2	5.1
Februar .	0.7	— 1.5	5.4	1.9	6.9	32	69	1.5	1.7	2.0	2.5	3.2	3.7	4.4
März . . .	3.6	1.5	9.1	5.3	7.6	39	92	3.3	3.5	4.0	4.6	4.8	4.7	4.9
April . . .	7.7	4.2	13.4	8.8	9.2	43	124	6.8	6.1	7.1	8.1	7.7	7.0	6.8
Mai . . .	11.5	7.0	17.4	12.2	10.4	51	180	11.5	11.0	11.1	12.1	11.2	10.1	9.4
Juni . . .	15.9	10.6	22.1	16.3	11.5	62	200	16.0	15.6	15.8	16.7	15.4	13.9	12.8
Juli . . .	17.4	12.4	23.9	18.1	11.5	80	205	17.6	17.2	17.6	18.6	17.5	16.1	15.0
August . .	16.5	12.4	23.2	17.8	10.8	49	185	16.3	16.1	16.7	17.9	17.3	16.5	15.8
September	13.0	9.6	20.0	14.8	10.4	49	135	13.1	13.3	14.1	15.5	15.6	15.3	15.1
Oktober .	8.2	5.9	14.3	10.1	8.4	56	94	8.4	8.7	9.5	10.9	11.8	12.2	12.7
November .	4.2	2.2	8.8	5.5	6.6	32	64	4.3	4.7	5.3	6.5	7.9	8.7	9.6
Dezember .	1.9	0.0	5.0	2.5	5.0	45	40	1.7	2.0	2.4	3.4	4.8	5.7	6.8
Jahr . . .	8.5	5.3	13.9	9.6	8.6	572	1433	8.4[1])	8.5[1])	8.9[1])	9.9	10.1	9.9	9.9

Absolute Temperaturextreme — 23.5 Februar 1895 und 37.1° Juli 1904.

Freie Erdoberfläche, Mittlere tägliche Extreme.

Mitte	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Minimum .	—	—	—	3.1	6.3	10.6	12.4	11.8	8.8	4.8	1.1	—	—
Maximum .	—	—	—	20.7	28.5	33.8	35.1	31.6	26.9	16.2	8.5	—	—
Mittel . . .	—	—	—	11.9	17.4	22.2	23.8	21.7	17.9	10.5	4.8	—	—

Absolute Extreme (1900) 47.5, — 7.5; (1902) 50.7, — 9.8; (1903) 46.0, — 8.6; (1904) 51.6, — 7.4; absolutes Maximum 53.7 (1901).

Mittlere Jahresextreme der Bodentemperatur.

	5 cm	10 cm	20 cm	40 cm	70 cm	100 cm	130 cm
Maximum	22.2	21.4	21.6	22.0	19.6	17.8	16.6
Minimum	— 4.0	— 2.9	— 1.6	0.3	1.9	2.7	3.7

Ergebnisse langjähriger Regenmessungen in Kalifornien. In der Publikation: Californian Hydrography by Josef. B. Lippincott (Water-Supply and Irrigation Paper Nr. 81, Ser. M. General Hydrographic Investigation Nr. 5, Dep. of the Interior U.-S. Geological Survey, Washington 1903) finden sich die Monatsresultate der Regenmessungen in Kalifornien

[1]) Neunjährige Mittel ohne 1895.

Digitized by Google

in bequemer Form zusammengestellt, worauf wir die Meteorologen aufmerksam machen wollen. Die Reihen sind nach der dortigen Winterregenzeit angeordnet, die Jahre laufen von September bis August, die Jahressummen beziehen sich also auf ein meteorologisches Jahr. Wir haben einige Reihen solcher Jahressummen in tabellarischer Form, in Millimeter verwandelt, in nachstehender Tabelle übersichtlich zusammengestellt. Die Jahressummen beziehen sich auf das Jahr, das mit September des in der Tabelle vermerkten Jahres beginnt, z. B. Sacramento 1849 mit 914 mm entspricht den Monaten September 1849 bis August 1850, die Summe 120 mm dem Jahre September 1850 bis August 1851 (die größte Monatssumme hatte der März mit kaum 48 mm Niederschlag, September bis Dezember und Juni bis August waren regenlos).

Einige Jahressummen des Niederschlages in Californien.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sacramento 38° 35′ Br., 121° 30′ L., 22 m.										
1840	—	—	—	—	—	—	—	—	—	914
1850	120*	457	**923**	510	473	350	266	482	408	574
1860	395	903	294	200	572	455	643	833	423	345
1870	215	601	361	582	450	674	227	631	453	672
1880	675	419	460	629	421	819	355	294	507	858
1890	402	385	609	415	613	594	435	267	383	514
1900	511	439	—	—	—	—	—	—	—	—
San Diego 32° 45′ Br., 117° 8′ L., 21 m.										
1850	214	251	275	279	309	251	121	192	167	170
1860	197	400	95	133	245	295	354	291	285	141
1870	128	187	208	383	148	254	93*	409	200	375
1880	235	241	125	**660**	223	428	211	249	281	380
1890	266	222	234	127	301	161	298	126	135	150
1900	265	180	—	—	—	—	—	—	—	—
Santa Barbara 34° 25′ Br., 119° 40′ L., 31 m.										
1860	—	—	—	—	—	—	—	640	400	261
1870	226	380	267	367	475	586	114*	**750**	345	651
1880	387	362	341	875	332	616	330	551	548	822
1890	467	261	696	174	403	350	460	127	314	322
1900	394	357	—	—	—	—	—	—	—	—
Mount Hamilton 37° 20′ Br., 121° 38′ L., 1353 m.										
1880	295*	740	947	**1491**	1131	751	613	745	554	1037
1890	602	698	937	880	930	763	694	428	659	742
1900	804	709	—	—	—	—	—	—	—	—

J. H.

Dauer und stündliche Intensität des Regens zu Camden Square London 1881—1904. Die in ihrer Art einzig dastehende, von Symons begründete und jetzt von Hugh Robert Mill verfaßte jährliche Publikation „British Rainfall" enthält im vorliegenden Jahrgang 1904 eine eingehende Studie über die Regendauer in London im Mittel von 24 Jahrgängen. Wir können derselben nur wenige Daten auszugsweise entnehmen.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
London. Mittlere Regenmenge 1881—1904 inkl.												
44	42	43	37*	44	48	**64**	59	50	**69**	58	52	611
Niederschlagstage.												
15.4	12.5	12.4*	12.5	13.1	10.9	12.5	13.7	11.7	**15.5**	14.3	15.0	159.5
Mittlere Dauer des Regenfalles in Stunden.												
41.3	38.0	37.1	28.6*	29.8	28.8	25.4*	26.9	25.4*	45.0	**45.5**	40.6	412.4
Mittlere Regenmenge pro Stunde.												
1.07*	1.12	1.14	1.30	1.47	1.67	**2.52**	2.21	1.96	1.55	1.30	1.29	1.47

In den Jahresmitteln schwankt die durchschnittliche Intensität von 121 und 72 Proz. des Mittels, die größte Intensität war 10.0 mm pro Stunde im September 1865, einem sehr trockenen Monat mit 32.5 mm Regenfall in 3.2 Stunden an zwei Regentagen [1]).

J. H.

[1]) Ähnlich in Wien September 1871, Monatssumme 55 mm an 2 Tagen, davon 51 in 24 Stunden vom 26./27.

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Guam im Jahre 1902. Mr. Cleveland Abbe jun. (U. S. Geological Survey) hat dem 8. internationalen Geographen-Kongreß in Washington 1904 eine Studie über das Klima der Insel Guam, der südlichsten der Marianen vorgelegt, basierend auf den Beobachtungen des Jahres 1902. Agaña, der Sitz der Regierung, liegt ungefähr in der Mitte der NW-Küste der Insel, welche im Süden Höhen bis zu 1000 Fuß hat. Die Beobachtungen wurden angestellt von dem Personal der amerikanischen Marinestation zu Agaña. Wir haben fast alle Daten der Tabellen des Originals in unserer Tabelle zusammengefaßt. Die Temperaturmittel für 7^h, 2^h, 9^h sind nur in ganzen Graden Fahrenheit angegeben [1]) und auf Celsius reduziert, daher viele gleiche Mittel. Die Monatsmittel haben wir deshalb neu berechnet. Barometerstände werden nicht mitgeteilt, obgleich das Barometer (nach Angabe) abgelesen worden ist und auch dessen Korrektur sich angegeben findet.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Agaña, Guam, U. S. Naval-Station im Jahre 1902.

13° 36′ nördl. Br., 144° 45′ östl. Gr., $3^1/_2$ m.

	Temperatur 7a	Temperatur 2p	Temperatur 9p	Mittel 7, 2, 9, 9	Tägl. Amplitude	Absolute Extreme		Regen Menge	Regen in Proz.	Regen Max. pro Tag	Tage	Intensität pro Tag	Windstärke miles pro Stunde
Januar . .	24.4	28.3	25.6	26.0	4.4	30.0	21.1	91	3	26	18	5.1	7.0
Februar . .	25.0	28.3	26.1	26.3	4.4	30.0	21.7	185	6	57	21	8.8	9.4
März . . .	25.0	28.9	26.1	26.5	5.6	30.6	22.2	82	3	23	16	5.1	9.0
April . . .	26.7	28.9	26.7	27.2	4.4	30.6	22.8	98	3	18	19	5.2	10.7
Mai	26.7	30.0	27.2	27.7	5.0	31.1	22.2	116	4	23	22	5.3	9.0
Juni	27.2	30.0	27.2	27.9	5.6	32.2	22.8	181	6	74	25	7.2	9.4
Juli . . .	25.6	29.4	26.7	27.1	5.0	32.2	23.9	408	14	159	28	14.5	6.9
August . .	26.1	28.9	26.7	27.1	5.0	31.1	23.3	501	17	120	28	17.9	5.1
September .	26·1	28.3	26.1	26.6	6.1	30.6	22.8	686	23	135	27	25.4	10.4
Oktober . .	25.0	28.9	26.1	26.5	5.6	31.1	21.1	245	9	71	21	11.7	6.8
November .	25.0	27.8	25.6	26.0	6.1	29.4	20.6	301	10	66	25	12.0	9.9
Dezember .	23.9	27.8	25.0	25.4	5.0	29.4	18.9	64	2	20	15	4.3	9.4
Jahr	25.6	28.9	26.1	26.7	5.2	32.2	18.9	2958	100	159	265	11.2	8.6

Häufigkeit der Winde und Kalmen (Tage).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	2	8
NE . . .	16	12	16	20	13	6	13	2	0	4	6	8	117
E	11	10	13	8	14	17	6	3	0	10	14	21	125
SE	0	6	1	2	2	5	6	5	0	3	1	0	32
S	3	0	1	0	0	1	4	6	6	6	3	0	28
SW . . .	1	0	0	0	0	0	1	3	16	1	0	0	22
W	0	0	0	0	0	0	0	3	5	1	0	0	10
NW . . .	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	4
Variabel .	0	0	0	0	2	1	1	7	0	6	2	0	19

J. H.

Regenfall zu Trevandrum. In dem X. Bande der Indian Met. Memoirs findet sich bekanntlich die große Abhandlung über die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen zu Trevandrum 1853 bis 1864 und auf Agustia Peak 1856 bis 1858 und 1864 von Sir John Eliot. Wir wollen derselben zunächst einige Daten über den Regenfall entnehmen. Die zehnjährigen Mittel sind

	1838/47	1848/57	1858/67	1868/76	Mittel
Regenfall in Millimeter zu Trevandrum . .	1780	1702	1610	1428	1636

Die Regenmenge hat demnach sehr beträchtlich abgenommen bis 1876. Die Zerstörung der Wälder zur Kultur von Kaffee an der Westseite der Ghâts kann diese große Änderung wohl nicht ganz erklären, meint Eliot. Das Dezennium 1843/52 hatte sogar 1933 mm, während die zehn Jahre 1863 bis 1872 nur 1473 mm aufweisen. Die mittlere Abweichung der Jahressummen des Regenfalles zu Trevandrum haben wir zu 305 mm

[1]) Es wird gesagt, daß die Temperatur meist nur in ganzen Graden abgelesen worden ist, doch wären trotzdem die Monatsmittel noch auf Zehntel Grade genau erhalten worden. Die Ablesung in ganzen Graden genügt zur Berechnung von Monatsmitteln in Zehntel Graden, was oft übersehen wird. Auch Barometerstände nur in ganzen Millimetern abgelesen, liefern Monatsmittel, die fast bis auf einige Hundertstel Millimeter genau sind, wenn keine systematischen Ablesefehler vorkommen, und immer der nächste ganze Millimeter abgelesen wird. D. Red.

Digitized by Google

(12.09″) berechnet, 20 Abweichungen sind positiv (Mittel 300 mm, 11.8″) und 18 negativ (Mittel 338 mm, 13.14″). In Europa sind die positiven Abweichungen größer und an Zahl kleiner als die negativen. Die Extreme waren 2410 mm (1852) und 892 (1860).

Auf Agustia Peak, 8° 37′ N, 77° 20′ E, 6200 Fuß, fielen im Mittel der fünf Jahre 1856 bis 1860 5063 mm, während gleichzeitig zu Trevandrum an dessen Westseite nur 1671 fielen, das Verhältnis ist demnach 3.03 : 1.00, diese Verhältniszahlen schwanken zwischen 3.9 und 2.7.

Im Jahre 1860 waren die gleichzeitigen Regenmengen zu Trevandrum, Agustia Peak und Attra Mallay, letztere Station $6^1/_2$ km nordnordwestlich vom Pik und 1400 Fuß niedriger. Trevandrum 889, Agustia Peak 3505 und Attra Mallay 5182, also viel größer als auf letzteren.

Vom Agustia Peak kann man den Ausbruch der gewaltigen Monsunregen an dem Wall der Ghâts beobachten. Einen Monat oder früher noch vor Beginn des Monsun im Mai sieht man die Wasserdämpfe am Morgen aus den westlichen Tälern langsam als Wolkenmassen aufsteigen, welche am Nachmittag sich in Gewittern mit zahlreichen Blitzen und starkem Regen auflösen. Sie erreichen nicht die Wasserscheide von Coromandel und Malabar und auf dem Gipfel des Pik werden sie im allgemeinen nur wenig verspürt. Wenn dann die große atmosphärische Strömung vom Ozean her mit Wasserdämpfen beladen an den kühlen Westflanken der Ghâts ankommt und aufgehalten wird, fällt der kondensierte Wasserdampf in Strömen. Der Teil der Wolkenmassen, welcher durch die Einsattelungen der Ghâts (selten tiefer als 4000 Fuß Seehöhe) oder über die Gipfel von Westen her vordrängt, wird in der heißeren Luft auf der Ostseite aufgelöst. Dies geschieht anfänglich schon in einigen hundert Yards (à 0.91 m), die Distanz wächst aber allmählich während des Monsun, bis auch die niedrigen Höhen und endlich selbst die Ebenen von Trevandrum die Zunahme des Wasserdampfes in Form von gelegentlichen Schauern zu fühlen bekommen. J. H.

Meteorologische Beobachtungen in Britisch Honduras 1904. Wir entnehmen den Colonial Reports Annual No. 455, British Honduras, Report for 1904 die folgenden Daten auf metrisches Maß reduziert. Schade, daß die Beobachtungen in den britischen Kolonien nicht zweckmäßiger publiziert werden. Statt der mittleren Extreme werden sie nur die absoluten Extreme mitgeteilt.

Meteorologische Beobachtungen zu Belize im Jahre 1904.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temp.-Max. .	30.6	30.0	31.7	32.2	33.7	33.1	31.7	32.2	32.8	32.2	32.0	30.8	33.7
Temp.-Min. .	15.6	15.6	17.8	18.3	20.0	19.4	17.8	20.0	20.0	18.3	17.8	14.4	14.4
Regenmenge	40	167	37	169	284	413	253	261	77	187	166	168	2222
Regentage .	5	9	2	12	9	17	11	13	6	11	12	12	119

Regenmenge.

	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904
Jahressummen	1879	2228	2592	2044	2899	2123	1674	1801	2210

Regentage.

Jahressummen	100	105	155	152	160	116	107	118	119

Meteorologische Beobachtungen an der Goldküste. Den Colonial Report 457 Northern Territories of the Gold Coast 1904 entnehmen wir die folgenden Beobachtungsergebnisse.

Gambaga.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Regen	0	0	4	44	169	81	254	184	202	78	0	0	1016
Rel. Feuchtigkeit	35	30	38	47	58	71	84	80	79	78	56	41	—
Mittl. Temp.-Min.	20.9	21.3	24.3	23.1	22.7	21.1	21.1	21.9	21.1	21.8	22.1	20.7	20.7
Mittl. Taupunkt .	10.1	9.2	14.6	15.1	17.9	19.3	21.2	21.3	21.6	22.2	20.3	14.2	—

Regenfall auf den Seychellen zu Victoria. Den Colonial Reports, Nr. 456, Seychelles 1904, entnehmen wir die folgenden Beobachtungsergebnisse:

	1900	1901	1902	1903	1904
Regen	2813	2597	2230	3377	2711
Temperaturmaximum .	31.5	31.4	31.1	31.4	30.7
Temperaturminimum .	23.4	20.2	20.0	20.0	20.1

Digitized by Google

Das mittlere tägliche Maximum war 27.9, das mittlere Minimum 22.7, Mittel 24.2. Der Regenfall war 1904 über dem 11jährigen Mittel (2542 mm), aber sehr ungleichmäßig verteilt. Im Januar fielen 752 und bis Mitte Februar noch 336 mm, im November 610, im Dezember 724, so daß 2422 mm zu Beginn und Ende des Jahres fielen, in den achteinhalb dazwischen liegenden Monaten gab es bloß 289 mm, meist im August und September, und sehr lokal verteilt, März, Mai, Juni, dann Juli, waren fast ganz regenlos und die Dürre und der Schaden an den Früchten sehr groß, die Vanilleernte reduzierte sich auf ein Drittel. Im vorigen Jahre gab es von Mitte Februar bis Ende Oktober 2305 mm statt 289 mm im Jahre 1904.

Literaturbericht.

Caron, Georges: Régime cyclonique des pluies dans l'Europe occidentale. Rouen, Imprimerie Cagniard, 1905. kl. 8°.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem Einflusse, den die ozeanischen Depressionen auf die Niederschläge Westeuropas ausüben. Wenngleich kein umfangreiches Beobachtungsmaterial der Arbeit zugrunde gelegt werden konnte, so verdienen die Ergebnisse dennoch in vieler Beziehung Beachtung. Besonders bemerkenswert erscheint das verschiedene Verhalten der nördlichen und südlichen Stationen. Es wurden vier Stationen ausgewählt, wobei auf die mittlere Zugrichtung der Depressionen Rücksicht genommen wurde, nämlich Stornoway (Schottland), der Haag, Toulouse und Algier. Im Mittel hat Stornoway 1102.1 mm Niederschlag an 237 Tagen, der Haag 764.5 mm an 139 Tagen, Toulouse 540.5 mm an 91 Tagen, Algier 542.0 mm an 90 Tagen. Ein bemerkenswerter Unterschied zwischen den beiden nördlichen und den beiden südlichen Stationen besteht nun darin, daß an ersteren die Hauptmenge des Regens bei fallendem, an letzteren dagegen bei steigendem Barometer fällt. Absolut genommen sind aber die Niederschläge sowohl bei steigendem als auch bei fallendem Barometer im Norden größer als im Süden. Nicht immer ist gleichzeitiges Fallen des Barometers in Stornoway und in Algier auf den Einfluß desselben Minimums zurückzuführen, da für Algier der Einfluß der Mittelmeerdepressionen natürlich eine wesentliche Rolle spielt. Die Fälle, daß alle vier Stationen von derselben atlantischen Depression beeinflußt wurden, sind seltener als die Fälle, in denen alle vier unter der Herrschaft derselben Antizyklone standen. Zählt man für jede Station die Zahl der Fälle aus, in denen dieselbe unter dem Einfluß einer Depression einerseits, unter dem Einflusse eines Hochdruckgebietes andererseits stand, so ergeben sich für

	Depressionswetter	Antizyklonalwetter
Stornoway	479 Fälle	250 Fälle
Den Haag	347 „	380 „
Toulouse	254 „	473 „
Algier	240 „	488 „

In Stornoway kommen auf 166 Tage mit zyklonaler Witterung 140 Regentage, also 84.3 Proz. An den Tagen, an denen die Depressionen gleichzeitig Stornoway und den Haag beeinflussen, ist dies Verhältnis für Stornoway 73.6 Proz. und für den Haag 70.7 Proz., also nahezu gleich. Faßt man die Tage ins Auge, an denen alle vier Stationen gleichzeitig unter dem Einflusse derselben Depression standen, so nimmt dies Verhältnis regelmäßig von Norden nach Süden ab und beträgt in Prozenten: 64.7 in Stornoway, 50.0 im Haag, 39.2 in Toulouse, 29.4 in Algier.

G. Schwalbe.

Bibliographie.

Anales del Instituto y Observatorio de Marina de San Fernando publicados ... por Don Tomas de Azcárate. Seccion 2a. Observaciones meteorológicas, magnéticas y séismicas. Año 1904. San Fernando 1905. Fol. 4 Bl., VII, 155 S., 2 Tafeln.

Beobachtungen des meteorologischen Observatoriums der Universität Innsbruck im Jahre 1902. Innsbruck 1905. 8°.

Börnstein, R.: Leitfaden der Wetterkunde. Gemeinverständlich bearbeitet. Zweite umgearb. u. vermehrte Aufl. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1906. 8°. XI, 230 S., 1 Bl., 23 Tafeln. Preis 6 M., in Lnwd. geb. 6.80 M. — Die Forschungsergebnisse der letzten fünf Jahre sind, soweit sie in den Leitfaden passen, überall sorgfältig berücksichtigt; die technische Aus-

Digitized by Google

führung der Karten ist erheblich besser geworden (vgl. diese Zeitschrift 1901, S. 479). G. H.

Buchan, Alexander and **Omond, Robert Traill:** The Meteorology of the Ben Nevis Observatories, Part III. Containing the observations for the years 1893, 1894, 1895, 1896 and 1897, with appendix. Edinburgh 1905. 4°. 4 Bl., 564 S., 2 Bl., 2 Tafeln. (Trans. of the R. Soc. of Edinburgh, vol. XLIII). Preis 2 guineas. — Der Appendix enthält: The inter-relations of barometric pressure, temperature, humidity, rainfall, cloud, sunshine, and wind, illustrated by the observations made at the two Ben Nevis Observatories by Alexander Buchan und: Report on hygrometric researches mainly at the Ben Nevis Observatories, by A. J. Herbertson.

Caron, Georges: Régime cyclonique des pluies dans l'Europe occidentale. Rouen, impr. Cagniard 1905. kl. 8°. 27 S., 2 Bl

Claxton, Thomas Folkes: Preliminary report on a survey of magnetic declination near the Royal Alfred Observatory, Mauritius. 8°. S.-A. Proc. R. Soc. A, vol. 76, 1905, S. 507—511.

Clayton, Henry Helm: Twelve thousand miles in pursuit of air currents. A description of the trip. (Boston 1905). 8°. 15 S.

Quatrième **Conférence** de la Commission Internationale pour l'Aérostation Scientifique près l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg, 29 août — 3 septembre 1904. Procès-verbaux des séances et mémoires. St. Pétersbourg 1905. 8°. 211 S.

Dechevrens, Marc, S. J.: La pression et la température de l'air dans les cyclones et les anticyclones. (Réponse à M. J. Hann). (Jersey 1906). 4°. 7 S.

Dekaden-Monatsberichte des Königl. sächsischen meteorologischen Institutes. 1904. Jahrgang VII. Herausg. v. P. Schreiber. Chemnitz 1905. kl. Fol. 1 Bl., 100 S.

Freybe, Otto: Praktische Wetterkunde. Eine gemeinverständliche Anleitung zur Benutzung von Wetterkarten in Verbindung mit örtlichen Wetterbeobachtungen. Mit 1 Wetterkarte, 88 Kärtchen und 13 Skizzen. Berlin, Paul Parey 1906. 8°. VI S., 1 Bl., 173 S., 1 Bl., 17 Tafeln. Preis in Calico geb. 5 M.

Gérard, Fr. Pierre, O. P.: La cosmographie d'Albert le Grand d'après l'observation et l'expérience du moyen âge. Paris 1905. 8°. 39 S. S.-A. Revue Thomiste.

Guerrieri, Eugenio: Sulla relazione fra l'escursione diurna della declinazione magnetica á Capodimonte e la frequenza delle macchie solari. 8°. 18 S. S.-A. Rend. d. R. Accad. d. Scienze Fis. e Mat. d. Napoli 1905.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1901. Königreich Sachsen. Mit einer Vorarbeit: Studien über Erdbodenwärme und Schneedecke vom Herausgeber. Herausg. v. Paul Schreiber. Chemnitz 1905. 4°. 2 Bl., 94, 172 S., 10 Tafeln.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1902. Württemberg. Herausg. von der Kgl. Württembergischen Meteorologischen Zentralstation. Bearbeitet von L. Meyer unter Mitwirkung von Mack. Stuttgart 1905. 4°. 58 S., 2 Karten.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1904. Aachen. Herausg. im Auftrage der Stadtverwaltung von P. Polis. Jahrgang X, Karlsruhe 1906. 4°. 76 S., 1 Karte. — Enthält die Abhandlungen: P. Polis, Die wolkenbruchartigen Regenfälle im Maas-, Rhein- und Wesergebiete am 17. Juni 1904 und O. Müllermeister, Sonnenschein und Bewölkung (Das Klima von Aachen, XI. Teil).

Knoche, Walter: Über die räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehaltes der unteren Luftschicht. Hamburg 1905. 4°. 1 Bl., 46 S., 2 Tafeln. (Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. XXVIII. Jahrg., No. 2).

Kunst, Jan: De bifilairmagnetische methode ter bepaling van de horizontaal-intensiteit der aardmagneetkracht. Proefschrift Groningen. Groningen 1905. 8°. 4 Bl., 60 S., 4 Tafeln.

Müller-Pouillets Lehrbuch der Physik und Meteorologie. Herausg. von Leop. Pfaundler. Erster Band. Mechanik und Akustik. Zweite Abt. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1906. 8°. S. XV—XVII, 547—801. Preis 3.50 M.

Zum Andenken an **W. A. Nippoldt.** 8°. 14 S., 1 Portrait. S.-A. Jahresber. d. Physik. Ver. zu Frankfurt a. M. 1903/04.

Observaciones meteorologicas hechas en el Colegio Maximo de la Compañia de Jesus en Oña, Provincia de Burgos. Oña 1906. 8°. 60 S. — Beobachtungen des Jahres 1905.

Observations faites à l'Observatoire Météorologique de l'Institut Agronomique de Moscou 1904. Moskau 1906. 8°. XLVII, 72 S.

Pettersson, Otto: Über die Wahrscheinlichkeit von periodischen und unperiodischen Schwankungen in dem atlantischen Strome und ihren Beziehungen zu meteorologischen und biologischen Phänomenen. (Stockholm 1905). Fol. 40 S., 4 Tafeln, 1 Karte. S.-A. Svenska Hydrografisk Biologiska Kommissionens Skrifter.

— Über die Wahrscheinlichkeit von periodischen Schwankungen in dem Atlantischen Strome und seinen Randgewässern. 8°. 18 S., 1 Tafel. S.-A. Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1906.

Resultate aus den im Jahre 1904 auf der Sternwarte zu Kremsmünster angestellten meteorologischen Beobachtungen. Von P. Thiemo Schwarz. Wels 1905. 4°. 29 S.

Résumé météorologique de l'année 1904 pour Genève et le Grand Saint-Bernard. Genève 1905. 8°.

Rey, J.: Observations d'électricité atmosphérique sur la terre de Graham. 4°. 2 S. S.-A. Compt.-Rend. d. l'Ac. d. Sci. 1905.

Rotch, A. Lawrence: On the first observations with registration balloons in America. 8°. 4 Bl. S.-A. Proc. Amer. Ac. of Arts and Sciences XLI, No. 14.

Rudel: Die Witterung Nürnbergs im Jahre 1905. Nürnberg 1906. 8°. 35 S.

Sommer, Emil: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. Stuttgart, J. Engelhorn 1906. 8°. 42 S., 5 Karten. Preis 5 M. (Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde XVI, 2).

Sutton, J. R.: The climate of Kimberley. 8°. S.-A. Rep. 8th. Intern. Geogr. Congr., S. 308 bis 321.

Veröffentlichungen des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts. Herausgeg. durch W. v. Bezold. Ergebnisse der Niederschlags-Beobachtungen im Jahre 1902. Von G. Hellmann. Berlin, Asher 1905. 4°. LXIX, 244 S., 1 Karte. Preis 18 M.

— Ergebnisse der Magnetischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1901. Von A. Schmidt. Berlin, Asher 1905. 4°. XXXVI, 43 S., 4 Tafeln. Preis 6 M.

Wagner, A.: Eine neue Methode zur Messung der Horizontalintensität auf Reisen. Wien 1905. 8°. 9 S. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXIV, Abt. IIa.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**

Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Ruhmer, Physikalisches Laboratorium

Berlin SW. 48.

SELEN-Registrier-Apparate, System Ruhmer,

zur Bestimmung des Verlaufs der Tageslichtintensität.

Die Expedition der Hamburger Sternwarte zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis in Souk-Ahras (30. Aug. 05) benutzte einen derartigen Registrierapparat mit bestem Erfolge zur Bestimmung der Lichtintensitätskurve während der Finsternis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Anleitung zur

Aufstellung von Wettervorhersagen.

Für alle Berufsklassen gemeinverständlich bearbeitet von

Prof. Dr. W. J. van Bebber.

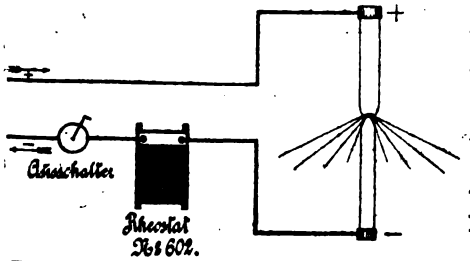
Mit 16 eingedruckten Abbildungen. gr. 8°. Geheftet. Preis *M.* —.60.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

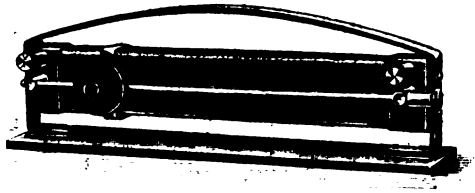
Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen-Widerstände



Laboratoriums-Widerstände jeder Art



Glimmerplatten-, Graphit- und Gefälldraht-Widerstände. Zylinder-Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.

Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X.

Digitized by Google

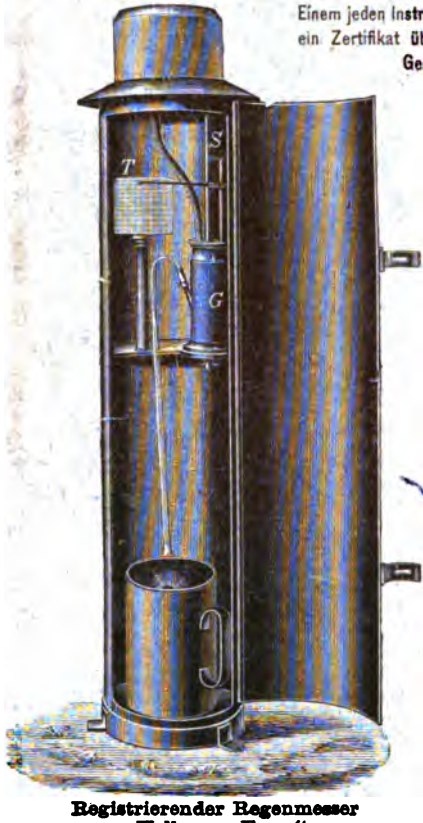
Aspirationspsychrometer

nach

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.



R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

1. Spezial-Katalog über **Barometer** und **Barometer-Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und **Thermometer-Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende meteorologische Instrumente, Regenmesser, Windfahnen** und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente** für **Forschungsreisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der Ventilation in Gebäuden und Bergwerken.

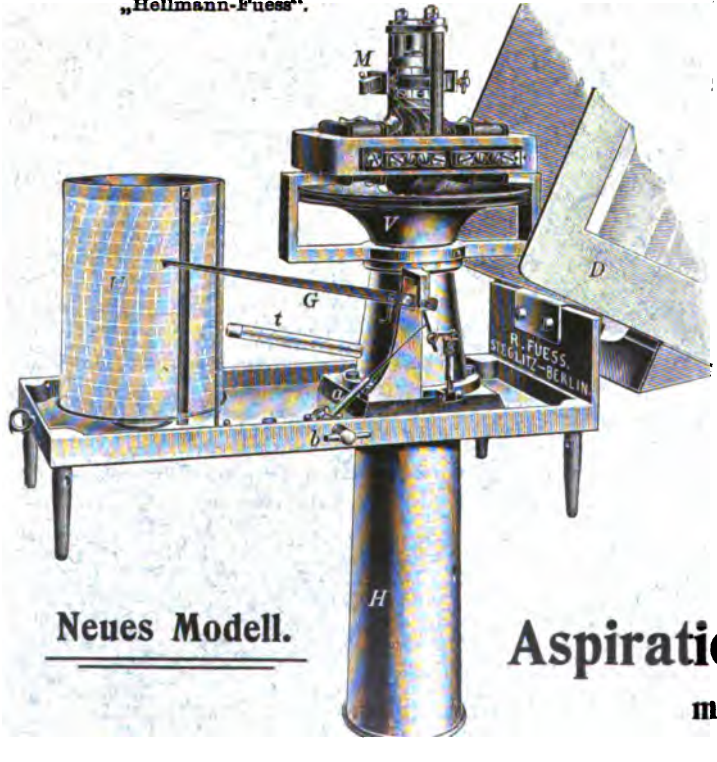
Abteilung III.

6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

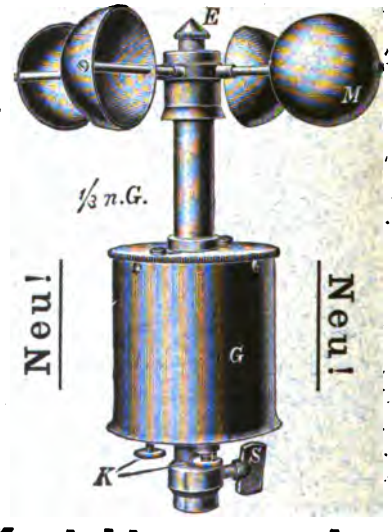
Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**

Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".



Neues Modell.



Kontaktanemometer
in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

☛ Diesem Hefte liegen bei: Ein Prospekt der Firma **G. Rüdenberg jr.** in **Hannover,** und zwei Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig.**

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Digitized by Google

1906 Heft 4 April

HARVARD COLLEGE LIBRARY 1906 CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit drei Textfiguren und zwei Tafeln.

INHALT.

Seite
G. Hellmann: Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus. Mit einer Tafel . . . 145
A. de Quervain: Über die Bestimmung atmosphärischer Strömungen durch Registrier- und Pilotballons. Mit einer Textfigur . . . 149
Grossmann: Die barometrische Höhenformel und ihre Anwendung . . . 152

Kleinere Mitteilungen:

Seite
† Langley . . . 162
† Franz Karlinski . . . 162
Felix M. Exner: Das Wetter bei Keilen hohen Luftdrucks im Norden der Alpen. Mit einer Tafel . . . 163
Josef Stiglleithner: Staubfall — Gelber Schnee . . . 170
A. Vončina: Brauner Schnee . . . 170
Rotbrauner Schnee . . . 170
A. Wolfer: Provisorische Sonnenfleckenrelativzahlen für das erste Quartal 1906 . . . 170
J. Maurer: Aufstiege in der Atmosphäre mittels gefesselten Registrierballons. Mit einer Textfigur . . . 170
B. Walter: Über das Nachleuchten der Luft bei Blitzschlägen . . 172
John Sebelien: Über die Verteilung der aktinischen Sonnenstrahlung über die Erdoberfläche . . . 174
Supan: Über die Ergebnisse der Erforschung der höheren Luftschichten über dem Atlantischen Ozean im Sommer 1905 . . . 176
J. Vincent: Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen 176
Resultate der meteorol. Beobachtungen in Swakopmund im Jahre 1904 177
Heinrich Graniadei: Ein Beitrag zur elementaren Ableitung der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Mit einer Textfigur . . 178
L. Grossmann: Mögliche und wirkliche Sonnenscheindauer . . . 180
Heins von Ficker: Über die Auflösung einer Wolkendecke . . 180
Samec: Über die Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien . . . 181
Beziehung zwischen dem Hochwasserstand des Nil und dem Luftdruck in NE-Afrika . . . 182
J. Wiesner: Über die Änderung des diffusen Lichtes mit der Seehöhe 182
Sir John Eliot: Zur Meteorologie von Indien, 1892 bis 1902 . . 183
J. Hann: J. B. Sutton, Studien über den Regenfall in Südafrika . 186
Der Einfluß kleiner Seen auf die Lufttemperatur 188
F. M. E.: Knut Angström, Über die Anwendung der elektrischen Kompensationsmethode zur Bestimmung der nächtlichen Ausstrahlung . . . 188
Die Nebel in Paris und Umgebung von Josef Jaubert 189

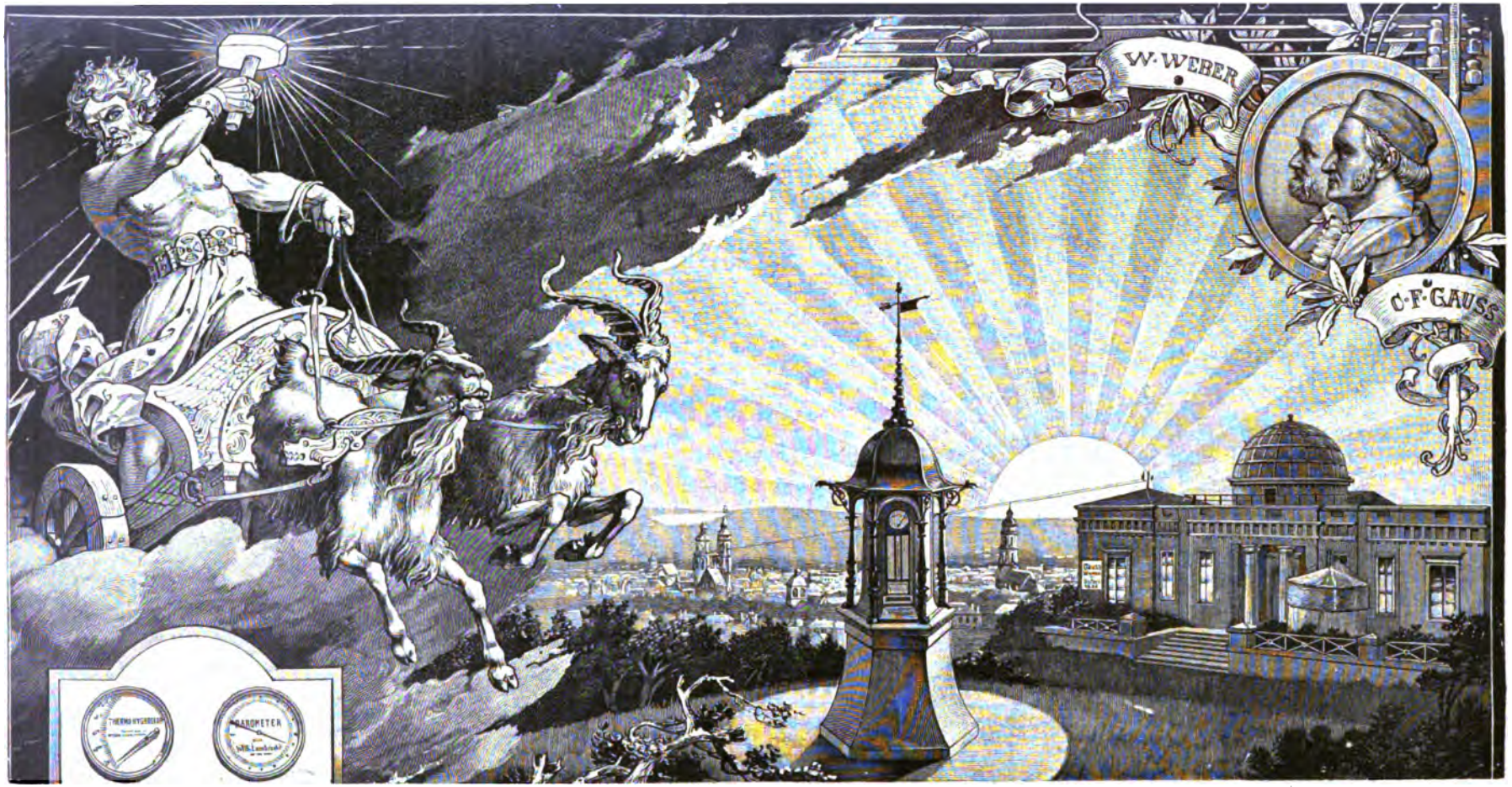
Literaturbericht:

H. Henze: Emil Sommer, Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa . . . 189
J. van Bebber: O. Freybe, Praktische Wetterkunde 190
Bibliographie . . . 192

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google



Gegründet 1859. **WILH. LAMBRECHT,** **Fabrik für meteorol. Instrumente u. solcher für Hygiene u. Technik.** **GÖTTINGEN** (Georgia Augusta).

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

Einzigartige Spezialität: Instrumente zur Wettervoraussage auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache Nr. 239.

Vertreter an allen gröss. Plätzen des In- u. Auslandes. Generalvertrieb f. d. Schweiz, Italien u. die österr. Alpenländer durch: C. A. ULBRICH & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 4.

Über die Kenntnis der magnetischen Deklination vor Christoph Columbus.

Von G. HELLMANN.

(Mit einer Tafel.)

Auf Grund der Arbeiten des jüngst verstorbenen Barnabiten P. Timoteo Bertelli, der sich um die Aufhellung der frühesten Geschichte des Erdmagnetismus sehr verdient gemacht hat, nahm man neuerdings zumeist an, daß Christoph Columbus auf seiner ersten Fahrt nach Amerika die magnetische Deklination, sowie deren räumliche Verschiedenheit entdeckt habe[1]). Ich konnte 1897 nachweisen, daß, ganz unabhängig von dem Befunde des Columbus, die magnetische Deklination auf dem Festlande selbständig entdeckt worden sein muß, und zwar bei der Konstruktion der zahlreichen Taschensonnenuhren, die zur Einstellung in den astronomischen Meridian eine Magnetnadel besaßen[2]). Es wurde nämlich bei ihnen, genau so wie es noch heute der Fall ist, am Boden der die Magnetnadel enthaltenden Dose (Kompaßdose) deren Richtung durch einen Strich angegeben. Damals kannte ich jedoch keine derartigen Instrumente, die aus der Zeit vor Columbus stammen; inzwischen ist es aber Dr. August Wolkenhauer gelungen, drei solche nachzuweisen. Das wichtigste von diesen ist die Sonnenuhr vom Jahre 1451 im Museum Ferdinandeum zu Innsbruck, die ich gelegentlich der im vorigen Herbst daselbst abgehaltenen internationalen Meteorologenkonferenz den dort versammelten Kollegen zeigen konnte und die ich, bei der Wichtigkeit der Sache, hier auch weiteren Fachkreisen im Bilde vorführen möchte.

Dr. Wolkenhauer bildet zwar in seinem, auch für die Geschichte des Erdmagnetismus wichtigen Werke[3]) diese Sonnenuhr ab; da aber die dazu verwendete Photographie etwas zu dunkel ausgefallen ist, kann man die Strichmarken am Boden der Dose, auf die es gerade ankommt, nicht mit der wünschenswerten Deutlichkeit erkennen. Ich bat deshalb Herrn Hofrat von Wieser in Innsbruck, eine neue photographische Aufnahme machen zu lassen. Er hat dies in liebenswürdigster Weise getan, so daß ich in der Lage bin, auf der beiliegenden Tafel eine ausgezeichnete Abbildung des Instrumentchens zu geben. Es wurden dabei aus der Kompaßdose der Glasdeckel und die Magnetnadel absichtlich ganz herausgenommen, damit die Striche am Boden deutlich hervortreten.

Die Sonnenuhr, die in der oberen Figur in natürlicher Größe abgebildet ist, besteht aus dem eigentlichen Stundenteller mit einliegender Kompaßdose und aus dem damit durch ein Scharnier verbundenen schmalen Deckel (in der Photographie abgeschraubt), der den schattenwerfenden Faden beim Aufklappen spannt. Ist dieser

[1]) T. Bertelli, Cristophoro Colombo, scopritore della declinazione magnetica e della sua variazione nello spazio. Roma 1892. Fol.

[2]) G. Hellmann, Die Anfänge der magnetischen Beobachtungen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1897.

[3]) A. Wolkenhauer, Beiträge zur Geschichte der Kartographie und Nautik des 15. bis 17. Jahrhunderts. München 1904. 8°. (Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. zu München, Bd. I, Heft 2.)

Digitized by Google

Deckel ganz heruntergeklappt, dann schützt die in seiner Mitte angebrachte runde Scheibe, die als Verzierung den Reichsadler trägt, die mit einem kreisrunden Stückchen Glas abgeschlossene Kompaßdose [1]).

Am unteren Ende des Deckels, etwas oberhalb des Scharniers, liest man 1451 als Jahr der Verfertigung des Instrumentes. Die Ziffern 4 und 5 haben, der Zeit entsprechend, noch die spätmittelalterliche Form, die auch bei den Stundenziffern wiederkehrt. Diese laufen von 5 Uhr (morgens) bis 7 Uhr (abends) und stehen in der Mitte der mit dem Stichel tief eingegrabenen und kräftig gehaltenen Schatten- oder Stundenstriche einer Horizontalsonnenuhr, während die halben Stunden durch Punkte markiert sind. Der Rand der Kompaßdose trägt die Bezeichnungen der vier Himmelsrichtungen M (Meridies), or (Occidens), S (Septentrio), or (Oriens). Das Instrument besteht aus Kupfer (bzw. Bronze) und ist im Feuer stark vergoldet; der Reichsadler tritt in schwarzer Emaille hervor. Die ganze Arbeit und Stilisierung weist auf Nürnberg als Ursprungsstätte hin, wo damals die „Kompast-macher" ihr Gewerbe als „ain freye kunst" betrieben [2]), und verschiedene Umstände, wie das Wappen, Inschriften auf der Rückseite usw. machen es sehr wahrscheinlich, daß dieses kunstvoll gearbeitete Instrumentchen für den Kaiser Friedrich III. (1415 bis 1493) bestimmt war. Wir wissen auch von ihm, daß er, abhold den Regierungsgeschäften, sich mit Vorliebe astronomischen bzw. astrologischen und alchemistischen Studien hingab.

Auf dem Boden der Kompaßdose befindet sich die am Nordende gegabelte Abweichungslinie des Magneten eingeprägt, die etwa 11° östliche Abweichung anzeigt. Diese Marke ist von derselben Tiefe und Stärke wie die Stundenlinien und trägt, was besonders ins Gewicht fällt, in ihrem ganzen Verlaufe die alte Vergoldung noch völlig intakt, wie die ganze Oberfläche des Instrumentes [3]). Es kann für jeden, der das Instrument selbst gesehen und genauer untersucht hat, kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Abweichungslinie eine ursprüngliche ist, d. h. vom Verfertiger im Jahre 1451 vorgesehen wurde. Dagegen kann man leicht erkennen, daß die drei anderen und schwächeren Marken westlich von der ursprünglichen später in ziemlich roher Weise von ungeübter Hand eingeritzt worden sind. Ihre Strichführung ist unsicher, auch die Vergoldung durch das Schneideinstrument entfernt, so daß die Bronze bloß liegt, während bei der breiten und tiefen Gabellinie die Vergoldung vollständig erhalten ist. Am tiefsten eingeschnitten ist der kurze dicke Strich zunächst der gegabelten Marke, der etwa 4° bis 5° westlich von der Nordsüdrichtung liegt [4]), während die beiden weiteren und mit einem Pfeil versehenen sehr viel schwächer ausgefallen sind. Da nun aber die Kompaßdose mit dem die Bezeichnungen der Himmelsrichtungen tragenden Rande aus dem ganzen Stück getrieben und nicht etwa eingesetzt, also eine Drehung oder Verschiebung der Dose ganz aus-

---

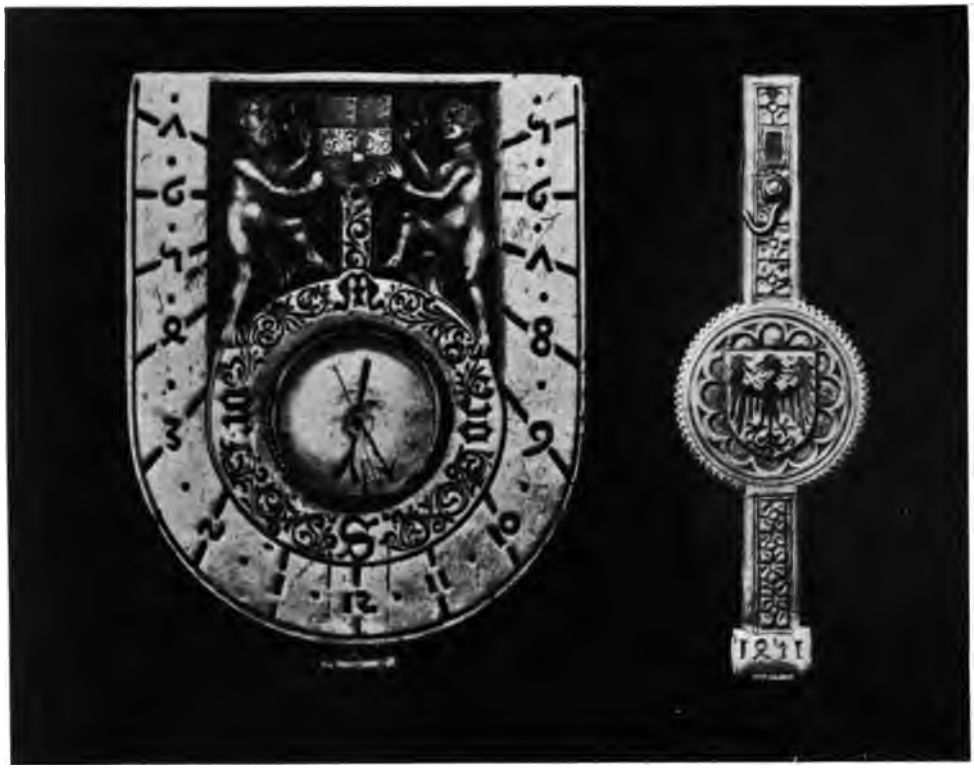
[1]) Ein solcher Schutz war sehr erwünscht, denn das war natürlich der zerbrechlichste Teil der meisten derartigen oder ähnlichen Instrumente. Die Erfahrung lehrt auch, daß von der Mehrzahl aller erhaltenen Taschensonnenuhren mit Kompaß der Glasdeckel und die Magnetnadel verloren gegangen sind. Freilich wurden beide später oft (von Antiquitätenhändlern) ersetzt, aber Kenner lassen sich darüber nicht täuschen.

[2]) Vgl. H. Wagner, Peter Apians Bestimmung der magnetischen Mißweisung vom Jahre 1532 und die Nürnberger Kompaßmacher. Nachr. d. Gött. Gesellsch. d. Wiss., phil.-hist. Kl. 1901.

[3]) Der schwarze Ton der Striche und Ziffern in der Photographie ist durch die Tiefe der Gravierung verursacht.

[4]) Wolkenhauer hielt diese Linie für den später eingetragenen Ansatz einer Nordsüdlinie; indessen lehrt die genauere Nachmessung (auch auf der Photographie), daß es eine solche nicht sein kann. Es ist vielmehr eine Abweichungsmarke aus einer Zeit, in der die magnetische Deklination schon eine westliche geworden war.

Digitized by Google



Taschensonnenuhr mit Kompaß vom Jahre 1451.

Digitized by Google

Digitized by Google

geschlossen ist[1]), so bleibt nichts anderes übrig als anzunehmen, daß zur Zeit der Verfertigung des Instrumentes die Tatsache der Abweichung der Magnetnadel von der Nordsüdrichtung bekannt war und bei der Konstruktion der Taschensonnenuhren absichtlich berücksichtigt wurde.

Es wäre aber unrichtig, daraus zu schließen, daß im Jahre 1451 die Deklination (in Nürnberg) etwa 11° östlich gewesen sei; denn es liegt gar kein Grund dafür vor, anzunehmen, daß die magnetische Abweichung eben erst entdeckt worden wäre. Wir dürfen mit viel größerer Wahrscheinlichkeit voraussetzen, daß sie schon seit längerer Zeit bekannt war und von den Verfertigern der Sonnenuhren im gleichen Sinne und Betrage berücksichtigt wurde. Denn auch die Kunst der Kompaßmacher muß schon viele Jahrzehnte lang vorher geübt worden sein, ehe sie so künstlerisch und technisch vollendete Instrumente hervorbringen konnte. Es scheint mir darum sehr gut möglich, daß die magnetische Deklination schon zu Anfang des 15. Jahrhunderts — wenn nicht noch früher — bei der Konstruktion von Taschensonnenuhren beachtet worden ist.

Eine der Innsbrucker ganz ähnliche, nur etwas einfacher gehaltene Sonnenuhr mit Kompaß besitzt das Bayerische Nationalmuseum in München (Saal 38, Nr. 65), die ich mir auf der Rückreise von Innsbruck selbst noch ansah. Sie stammt aus dem Jahre 1456 und ist höchstwahrscheinlich von demselben Meister verfertigt, wie jene. Die Abweichungslinie ist ebenfalls die gleiche, wie bei dem Innsbrucker Instrument.

Es scheint mir somit kein Zweifel darüber zu bestehen, daß Christoph Columbus die magnetische Deklination nicht erst 1492 entdeckt hat, sondern daß sie (mindestens) bereits ein halbes Jahrhundert vor ihm bekannt war. Von wem und wo sie entdeckt wurde, bleibt zunächst eine offene Frage. Wir wissen vorderhand nur, daß Nürnberger Sonnenuhrmacher um die Mitte des 15. Jahrhunderts die magnetische Deklination kannten und in die Konstruktion einbezogen.

Dieser teils negative, teils positive Befund wird weitere Untersuchungen nötig machen. Wichtig und lohnend erscheint mir zunächst eine möglichst systematische Durchforschung der Museen und sonstigen Sammlungen nach alten Taschensonnenuhren mit Magnetnadel, wobei Kunstverständige, die oft aus den Ornamenten undatierte Instrumente zu datieren oder einem Ursprungsorte zuzuweisen wissen, wirksame Hilfe leisten können. Soweit wir jetzt unterrichtet sind, scheint im 15. und im Anfange des 16. Jahrhunderts Nürnberg der hauptsächlichste Fabrikationsort dieser Instrumente gewesen zu sein, die von da auch nach Italien und Spanien exportiert wurden. Über die ältesten italienischen, französischen und englischen derartigen Fabrikate wissen wir aber noch gar nichts, wenn ich auch nach dem, was ich davon gesehen habe, nicht glaube, daß sie bis ins 15. Jahrhundert zurückreichen. Sodann muß die einschlägige Literatur noch eingehender studiert werden. Aus Druckwerken wird man allerdings nicht soviel Neues lernen können, wie aus Manuskripten, die — ich darf wohl getrost sagen — noch ganz unerforscht sind, wie so viele andere mathematisch-astronomischen Inhalts. Schließlich verspricht der schon mehrfach von Geographen versuchte Weg, aus alten Land- und Seekarten die magnetische Deklination abzuleiten, noch einigen Erfolg.

Zum Schlusse möchte ich nur noch auf einen Punkt hinweisen, dessen Erklärung Schwierigkeiten bereitet. Es ist dies der numerische Betrag der östlichen Deklination

[1]) Das ist der springende Punkt der Beweisführung, der natürlich nur demjenigen unzweifelhaft erscheinen kann, der das Instrument selbst in der Hand gehabt hat.

Digitized by Google

von etwa 11°. In die Mitte des 15. Jahrhunderts will eine solche Abweichung nicht hineinpassen, aber auch nicht auf dessen Anfang; denn um 1540 betrug die Deklination in Nürnberg fast genau ebensoviel. Nach Doppelmayr (Histor. Nachrichten von den Nürnbergischen Mathematicis, S. 57) hat nämlich Georg Hartmann im Jahre 1538 die Deklination daselbst zu 10° 15′ östlich bestimmt, während dieser Beobachter in einem Briefe vom Jahre 1544 selbst sagt, daß sie 10° betrage[1]). Nimmt man nun diese Messung als richtig an, dann würde sich unter Zugrundelegung der Bauerschen „Säkularkurven“[2]) für eine um 100 oder mehr Jahre frühere Epoche eine sehr viel kleinere östliche Deklination ergeben. Beide Angaben wären andererseits dann miteinander vereinbar, wenn zwischen 1451 und 1544 ein Maximum der östlichen Deklination läge, d. h. wenn diese von der Mitte des 15. Jahrhunderts ab zunächst noch zu- und dann wieder abgenommen hätte. Nach den für Rom, Paris und London von L. A. Bauer entworfenen „Säkularkurven“ erreicht aber an allen drei Orten erst in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts die östliche Deklination einen Höchstwert. Es ist also schwer, hier einen Ausweg zu finden.

Wenn aber jemand hieraus den Schluß ziehen wollte, daß die Sonnenuhr vom Jahre 1451 gar nicht in Nürnberg verfertigt sein kann, sondern daß sie aus einem Orte stammt, der damals wirklich eine große östliche Deklination hatte, so käme er in Verlegenheit, in den Kulturstaaten damaliger Zeit einen solchen Ort zu finden; denn in Italien, das seines Kunstgewerbes wegen noch am ehesten in Betracht kommen könnte, war sie nach van Bemmelens Karten erheblich kleiner. Das ist in letzter Zeit für mich auch immer ein Grund gewesen, anzunehmen, daß die magnetische Deklination nicht im Mittelmeergebiet, sondern da entdeckt worden ist, wo sie einen relativ großen Betrag hatte. Dort mußte sie am ehesten von Leuten, die den astronomischen Meridian zu bestimmen wußten, bemerkt werden. Das könnte z. B. in früher Zeit an der niederdeutschen und flandrischen Küste der Fall gewesen sein; denn die schon von d'Avezac[3]) und neuerdings von Wolkenhauer hervorgehobene Tatsache, daß zur Zeit des Columbus bei den flamändischen Bussolen die Nadel absichtlich um ungefähr ein Viertelwind ($11^1/_4{}^0$) nach Osten verschoben war — damit sie die wahre Nordrichtung angäbe —, während sie bei den genuesischen genau nach Norden zeigte, spricht direkt für die Annahme, daß die Flamänder (Niederdeutsche, Niederländer, Vlämen, Flanderer) die magnetische Deklination kannten. Diese Kenntnis wird aber wahrscheinlich nicht erst zur Zeit des Columbus von den niederländischen Seeleuten erworben worden sein, sondern aus früherer Zeit stammen, und damit auch der Betrag der östlichen Deklination von etwa ein Viertelwind.

Ist es nun bloßer Zufall oder besteht ein Zusammenhang darin, daß bei den flamändischen Bussolen des 15. Jahrhunderts und bei den ältesten uns bekannten Sonnenuhren die Richtung der Magnetnadel um denselben Betrag von ein Viertelwind nach Osten von der Nordsüdrichtung abweicht? Könnte diese Erfahrung der niederdeutschen Seeleute nicht frühzeitig nach Nürnberg, das als deutsches Handelsemporium so ausgezeichnete Verbindungen hatte, gekommen und dort von den Verfertigern der Sonnenuhren als richtig aufgenommen worden sein, weil auch sie (ganz allgemein nur) die Wahrnehmung gemacht hatten, daß die Magnetnadel nicht genau

[1]) Vgl. meine „Neudrucke“ Nr. 10. Rara Magnetica. Berlin 1898. 4°.
[2]) Louis A. Bauer, Beiträge zur Kenntnis der Säkularvariation des Erdmagnetismus. Berlin 1895. 8°.
[3]) d'Avezac, Anciens temoignages historiques relatifs à la boussole. Bullet. d. l. Soc. de Géogr., mars 1858.

Digitized by Google

nach Norden zeigt? Denn der Abweichungswinkel im Kompaß von 1451 darf nicht als ein Winkel von genau 11° aufgefaßt werden, sondern als ein solcher von ungefähr ein Viertelwind. Das beweist auch der Umstand, daß man noch viel später, in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts, als die räumliche Verschiedenheit der magnetischen Abweichung bereits bekannter geworden war, immer wieder fast denselben Wert — mit geringen Abweichungen — annahm, mochten die Sonnenuhren in Nürnberg, Augsburg, Wien oder Prag gearbeitet sein.

Soll man also an eine gegenseitige Beeinflussung, in dem einen oder anderen Sinne, glauben oder lieber an eine gemeinschaftliche dritte Quelle denken, oder soll man endlich annehmen, daß doch in beiden Fällen die magnetische Deklination selbständig entdeckt worden ist? Es ließen sich für und wider jede einzelne dieser Fragen einige Gesichtspunkte wohl geltend machen, aber eine auch nur einigermaßen befriedigende Lösung kann zurzeit nicht gegeben werden. Dazu bedürfen wir, außer den oben schon erwähnten wünschenswerten Vorarbeiten, auch noch weiterer Untersuchungen über die früheste Geschichte des Schiffskompasses, von der wir noch recht wenig wissen.

Über die Bestimmung atmosphärischer Strömungen durch Registrier- und Pilotballons.

Von A. de Quervain.

Vor zwei Jahren hatte ich in dieser Zeitschrift und früher schon anderswo Gelegenheit, darauf hinzuweisen, daß eine bessere Ausnutzung der neuerdings so sehr in Aufnahme gekommenen Registrieraufstiege die Erforschung der atmosphärischen Zirkulationsvorgänge nicht unwesentlich fördern könnte[1]). Im gegenwärtigen Zeitpunkt erscheint es von allgemeinerem Interesse, auf diesen Gegenstand zurückzukommen, der erst neuerdings auch von anderer Seite die schon früher verdiente Würdigung zu finden beginnt.

Es ist ein öfters ausgesprochener Mangel bei der Kenntnis der Luftströmungen in größeren Höhen, daß wir dabei auf die Wolkenbeobachtungen angewiesen sind, und daß wir darum einerseits über die betreffenden Verhältnisse solcher Situationen, wo die Wolken fehlen, kaum unterrichtet sind, andererseits von den Regionen, die oberhalb der höchsten vorkommenden Wolken liegen, in dieser Hinsicht so gut wie gar nichts wissen. Gelegentliche Aufstiege von bemannten Ballons können in einzelnen Fällen in die Lücke treten. Wertvoller sind die Angaben, welche die Registrierballons liefern können. Schon aus ihrer mittleren Flugrichtung lassen sich in Verbindung mit einer gleichzeitigen Bestimmung der Zugrichtung eventuell vorhandener höherer Wolken gewisse Schlüsse ziehen auf die Strömungsrichtungen in den größten erreichten Höhen. Auf diese Weise kam z. B. L. Teisserenc de Bort zu dem Schlusse, daß die Zirkulation über dem Cirrusniveau eine stärkere Komponente nach Süden zu habe als die Cirruswolken selber.

Viel brauchbarer sind aber genaue Bestimmungen der Bahn der Registrierballons, soweit die Witterung dies erlaubt, vermittels Anvisierung mit Winkelmeß-

[1]) Meteorolog. Zeitschrift 1904, S. 24 und 323.

Digitized by Google

instrumenten. Wenn diese Messung von den Endpunkten einer Basislinie aus geschehen kann, hat sie den Vorteil, daß die barometrischen Höhenangaben des Ballonregistrierinstrumentes kontrolliert werden können. Solche Kontrollmessungen sind am Observatorium von L. Teisserenc de Bort in Trappes seinerzeit mit gutem Erfolg ausgeführt, leider aber in der Hauptsache nicht veröffentlicht worden. Man kann annehmen, daß jene Kontrolle, so wünschenswert sie zunächst noch ist, bald verhältnismäßig belanglos werden und die große, mit der vollständigen Triangulierung verbundene Mühe nicht mehr lohnen wird, sobald einmal die neueren Untersuchungen über die Aneroidkompensation überall in praktische Anwendung gekommen sein werden. Das hingegen, was an solchen Visierungen meteorologisch höchst wertvoll bleibt, läßt sich mit geringerer Mühe durch Visierungen von einem Punkte aus erreichen, von dem aus das Azimut und der Höhenwinkel als Funktion der Zeit gemessen werden. Das Ballonregistrierinstrument seinerseits liefert später die zugehörige Höhe, ebenfalls als Funktion der Zeit, und aus diesen Angaben ist die Flugrichtung und die Horizontalgeschwindigkeit des Ballons, und damit der Luftströmungen in jeder Höhe ganz einfach zu berechnen bzw. graphisch abzuleiten. Welches Interesse aber die genaue Kenntnis der Luftbewegungen vom Boden bis zu der jeweils vorhandenen Wolkendecke oder gar bis zu Höhen von 15 000 oder 16 000 m besitzt, leuchtet ohne weiteres ein. Auch wenn z. B. durch ein Versagen des Registrierinstrumentes oder bei der Verwendung bloßer Pilotballons keine barometrischen Höhenangaben vorliegen, kann man, wenigstens bei den geschlossenen Gummiballons, doch aus dem Anfangsauftrieb ziemlich genau auf die bekanntlich nahezu konstant bleibende Vertikalgeschwindigkeit schließen, oder man kann etwa durch Aufstellung auf einem hohen Gebäude die Vertikalgeschwindigkeit im Einzelfall direkt bestimmen. So fand ich für die Aufstiege von zwölf Straßburger Gummiballontandems mit 1350 und 1900 mm Anfangsdurchmesser der Ballons folgende empirische Beziehung zwischen dem Anfangsauftrieb A in Kilogrammen und der Vertikalgeschwindigkeit V in den ersten 10 km : $V = 3.2 \cdot \sqrt{A}$. Die Formel gilt mit sehr guter Annäherung für das Intervall von 1 bis 4 kg Auftrieb. Ähnliche Beziehungen müßten auch für andere Aufstiegsanordnungen festzustellen sein.

Bei zahlreichen Versuchen, die Ballons vermittelst gewöhnlicher Theodoliten zu verfolgen, war ich besonders bei der Verfolgung der Gummiballons auf Schwierigkeiten gestoßen, namentlich auf die, daß man den Ballon, wenn er sich zufällig dem Zenit nähert, nicht weiter anvisieren kann, und daß überhaupt die unbequeme Lage des Beobachters eine stundenlang dauernde Anvisierung oft fast zur Unmöglichkeit macht. Man hatte denn auch bis dahin die Verfolgung von Gummiballons als praktisch nicht durchführbar betrachtet.

Um diesem Mangel abzuhelfen, habe ich, nachdem ich mich unter den schon vorhandenen Hilfsmitteln umgesehen, einen besonderen Theodoliten konstruiert[1]), der denn auch, wie die Erfahrungen am Meteorologischen Institut in Straßburg, sowie am Aëronautischen Observatorium in Lindenberg und die in München gemachten Erfahrungen[2]) beweisen, den Anforderungen vorzüglich genügt. Von diesen Anforderungen war die eine, daß die Kreisteilungen sehr schnell müssen abgelesen werden. Dementsprechend wurden die Kreise nur in ganze Grade geteilt und statt

[1]) Die Ausführung einer Anzahl solcher Instrumente übernahm in zuvorkommender Weise die Werkstätte für Präzisionsmechanik von J. und A. Bosch in Straßburg; die optischen Teile wurden in vorzüglicher Qualität von der Firma Hensoldt in Wetzlar geliefert.

[2]) Nach gütigen Mitteilungen von Herrn Prof. Assmann und Herrn v. Bassus.

Digitized by Google

der Nonien wurden bloße Indexstriche angebracht, welche die sofortige Ablesung der Zehntelgrade erlauben. So ist die Feststellung der Position jedesmal binnen weniger Sekunden geschehen und der Ballon bleibt im Gesichtsfelde des während der Ablesung selbstverständlich unbeweglichen Fernrohrs. Immerhin durfte das Gesichtsfeld nicht zu klein gewählt werden; dann war aber auch eine ziemlich starke Vergrößerung nötig, um die kleinen Gummiballons auf möglichst große Entfernungen verfolgen zu können. Diese Forderungen wurden dadurch vereinigt, daß eine Vergrößerung von 22 und ein Feld von $1^1/_2{}^0$ Durchmesser gewählt wurde. Das Wesentliche an der Konstruktion ist aber, daß das Fernrohr nach Art transportabler Passageninstrumente durch Einschaltung eines total reflektierenden Prismas eine gebrochene Achse erhielt (s. die Figur), so daß das Okular immer in der gleichen Höhe bleibt, und der Beobachter daher bei allen Höhenwinkeln die gleiche Bequemlichkeit hat. Zugleich konnte der Höhenkreis so angeordnet werden, daß der Beobachter am Fernrohr, ohne den Ballon aus dem Auge zu lassen, den Höhenwinkel selbst ablesen kann. Um den Ballon während der ersten Minuten des Aufstieges direkt anvisieren und nachher ins Gesichtsfeld des Fernrohres bringen zu können, ist ein besonderer Diopter angebracht. Die Feinstellung der beiden Kreise geschieht durch besondere Schrauben ohne Ende, die kräftig wirken und im Augenblick aus- und eingeschaltet werden können.

Fig. 1.

Spezialtheodolit für Ballonvisierungen, von A. de Quervain.
(Die Feinstellungseinrichtung für den Azimutalkreis fehlt in der Abbildung.)

Mit einem dieser Theodoliten habe ich bei den internationalen Aufstiegen des Meteorologischen Instituts in Straßburg Visierungsversuche gemacht, so oft die Witterung es zuließ, und immer mit dem besten Erfolg. Wenn keine Wolken da waren, gelang es jedesmal, den Ballon bis zur größten Höhe zu verfolgen (15000 bis 16000 m), ihn platzen zu sehen, und auch den Abstieg zum großen Teil noch zu beobachten. Dies war selbst dann möglich, wenn der Ballon in der Höhe durch sehr starke Strömungen fortgeführt wurde; die Verfolgung war selbst in diesen Fällen und bei wenig sichtiger Luft bis auf eine Horizontalentfernung von 60 km möglich[1]). Bei diesen Verfolgungen bis zu

[1]) Bei solchen Entfernungen ist die Erdkrümmung schon in Betracht zu ziehen. Wenn d die ohne Berücksichtigung dieses Umstandes ermittelte Entfernung und h die barometrische Höhe des Ballons ist (in Kilometern ausgedrückt), dann ist die wahre Entfernung D mit großer Näherung zu setzen:

$$D = d\left(1 - \frac{6370\ \cos\left(\frac{d}{111}\right)^0}{h}\right).$$

Bei einer Ballonhöhe von 14 km sind z. B. bei Entfernungen von 37 bzw. 55 km die Werte von d um 0.008 bzw. 0.017 ihres Betrages zu verbessern.

Digitized by Google

den größten Höhen bot besonderes Interesse die Untersuchung der Frage, ob in der Höhe der bekannten oberen Temperaturinversionsschicht nicht auch eine Strömungsänderung würde konstatiert werden können. Ich hatte diese Frage schon früher aufgeworfen und ausdrücklich darauf hingewiesen, daß dieselbe vermittelst der Anvisierungen entschieden werden müßte; ich hatte auch an Hand einer früheren Visierung mit einem eigenen provisorischen Instrumente das Vorhandensein solcher Strömungsänderungen wenigstens sehr wahrscheinlich gemacht und zur sicheren Entscheidung den neuen Theodoliten konstruiert[1]). Es bot denn auch eine besondere Genugtuung, daß es mir gelang, eine Strömungsänderung beim Übergang in die obere Inversionsschicht mit Hilfe dieses Instrumentes zum ersten Male mit völliger Klarheit festzustellen. Die genauen Resultate der ersten in Straßburg mit meinem neuen Instrumente ausgeführten Visierungen sind schon durch Herrn Professor H. Hergesell, der sich auch die Veröffentlichung der Resultate späterer Visierungen vorbehalten hat, in den „Beiträgen z. Phys. d. fr. Atm.", Heft 3, S. 143 veröffentlicht worden und S. 34 dieses Jahrganges der „Meteorol. Zeitschr." auszugsweise wiedergegeben, so daß sich für mich ein weiteres Eingehen erübrigt.

In letzter Zeit hat sich die Bahnbestimmung von Registrierballons nun auch für andere Fragen der Zirkulation in der zu erwartenden Weise fruchtbar erwiesen, wie die neuen Untersuchungen über die Antipassatfrage von H. Hergesell in Gemeinschaft mit dem Fürsten von Monaco, und von L. Teisserenc de Bort und Rotch auf dem Atlantischen Ozean gezeigt haben.

Es ist jetzt, wo die Veranstaltung von Registrieraufstiegen häufiger und verbreiteter wird, sehr zu wünschen, daß überall die Bahnbestimmung als selbstverständliche Vervollständigung des Versuchsprogrammes betrachtet werde, damit diese kostspieligen Versuche so gut wie möglich ausgenutzt werden. Auch schon die mit geringen Kosten durchführbare systematische Verfolgung von kleineren Pilotballons müßte zu bemerkenswerten Ergebnissen führen.

Die barometrische Höhenformel und ihre Anwendung[2]).

Von Prof. Grossmann, Hamburg, Deutsche Seewarte.

Es wurde die barometrische Höhenformel zunächst in der folgenden Form abgeleitet:

$$\log \frac{B_1}{B_2} = \frac{1 - 0.00259 \cos 2\varphi}{\mathfrak{R}} (1 - \delta) \int_{H_1}^{H_2} \left(1 - 0.378 \frac{e}{b}\right) : (1 + \alpha t) \left(1 - k \frac{h}{R}\right) dh \quad (1)$$

die sich auf Briggsche Logarithmen bezieht, und in der den Buchstaben die folgende Bedeutung zukommt:

φ = geographische Breite,

e, b und t gleich der Dampfspannung, dem Luftdruck und der Temperatur in der Höhe h,

---

[1]) A. de Quervain, Über die Bestimmung der Bahn usw. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 1904, Heft I, S. 47 und Verhandlungen der Petersburger Konferenz usw. 1904, S. 153.

[2]) Auszug aus der Abhandlung gleichen Titels in den Annalen für Hydrographie und maritime Meteorologie, Jahrg. 1905, S. 261.

Digitized by Google

$\alpha = 0.003665$ der Ausdehnungskoeffizient der Gase für 1°,
$R =$ dem Erdradius in Metern,
H_1 und H_2 die Meereshöhe der unteren und der oberen Station in Metern,
B_1 und B_2 der Luftdruck „ „ „ „ „ „ „ „
$k = \frac{5}{4}$ oder 2 je nachdem die obere Station auf der Erdoberfläche (Berg) liegt oder sich in der freien Atmosphäre befindet.

Neu ist die Zufügung des Gliedes $1 - \delta$ und damit im Zusammenhang die Einführung eines Buchstabens $\mathfrak{R}$ als Nenner. Es stellt nämlich $\mathfrak{R}$ diejenige Konstante vor, die den Rechentafeln zur barometrischen Höhenmessung und den verwandten Aufgaben zugrunde gelegt wird. Diese kurz als Höhenkonstante zu bezeichnende Größe kann drei verschiedene Werte besitzen, nämlich: falls die Barometerstände B_1 und B_2 nur auf 0° reduziert sind, die Werte 18429 und 18446, je nachdem $k = \frac{5}{4}$ oder $= 2$, und im Falle die Reduktion auch auf Normalschwere erfolgt ist, bei Einführung von $B_1^{(r)}$ und $B_2^{(r)}$ den Wert 18400. Jedem der Werte von $\mathfrak{R}$ entspricht ein bestimmter Wert von δ, abhängig von der Art der Reduktion der in die Rechnung einzustellenden Barometerstände B_1 und B_2, die natürlich in jedem Falle vom Instrumentalfehler befreit und auf 0° korrigiert sein müssen, und der Lage der oberen Station.

Fassen wir alle Fälle — Luftdruckbeobachtungen einer Bergstation oder in der freien Atmosphäre und Reduktion der Barometerstände auf Normalschwere oder nur auf 0° — zusammen, so besitzt δ die folgenden Werte:

Barometerstände reduziert	Berg oder freie Atmosphäre	Wert der (in die Rechentabellen eingehenden) Höhenkonstante $\mathfrak{R}$		
		18429	18400	18446
Nur auf 0°	Berg	$0.00157\,\varepsilon_{t,e}$	$0.00157(1+\varepsilon_{t,e})$	$-0.00094+0.00157\,\varepsilon_{t,e}$
	Freie Atm.	$0.00094+0.0025\,\varepsilon_{t,e}$	$0.00251(1+\varepsilon_{t,e})$	$0.00251\,\varepsilon_{t,e}$
Auf 0° und Schwere im Meeresniveau (ev. in 45° Breite)	Berg	-0.00157	0	-0.00251
	Freie Atm.			

wo $\varepsilon_{t,e}$ mit genügender Annäherung durch αT_m zu ersetzen ist und T_m gleich der Mitteltemperatur der von H_1 bis H_2 reichenden Luftsäule ist.

Die Einführung des unbestimmten Wertes $\mathfrak{R}$ für die Höhenkonstante und damit des Faktors $1-\delta$ bietet den großen Vorteil, daß man unabhängig von der Art der Reduktion der in die Rechnung einzustellenden Barometerstände und der Lage der oberen Station in jedem Falle jede zur Verfügung stehende Rechentafel der genannten Art benutzen kann, indem sich kleine Korrektionen für die verschiedenen Fälle ergeben. Es möge hervorgehoben werden, daß man bisher stets der Auffassung begegnet, jede derartige Rechentafel vermöge bloß Anwendung zu finden, falls die Barometerstände in der einen oder anderen Weise reduziert seien und die Lage der oberen Station einen bestimmten Charakter habe; insbesondere ist den Rechentafeln der Internationalen Meteorologischen Tabellen der Vorwurf gemacht worden, daß sie für die weit häufigeren Fälle der Praxis, wo die Barometerstände auf die Schwere im Meeresniveau reduziert gegeben sind, nicht benutzt werden könnten.

Unter der Annahme stetiger linearer Änderung der Temperatur und stetiger geometrischer Änderung des Wasserdampfgehaltes mit der Höhe läßt sich die Integration innerhalb aller wünschenwerten Genauigkeit streng durchführen. Wir schreiben zu dem Zwecke das Integral in (1) in der Form:

Digitized by Google

$$J = \int_{H_1}^{H_2} \left(1 - \frac{\alpha t}{1+\alpha t}\right)\left(1 - 0.378\,\frac{e}{b}\right)\left(1 - k\,\frac{h}{R}\right) dh \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

oder wenn wir $H_2 - H_1 = U$ setzen,

$$J = U\,(1 - \varepsilon_t - \varepsilon_e - \varepsilon_h + J_{t,e} + J_{t,h} + J_{e,h} - J_{t,e,h}) \quad . \quad . \quad . \quad (3)$$

wo

$$\varepsilon_t = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} \frac{\alpha t}{1+\alpha t}\, dh \qquad J_{t,e} = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} \frac{\alpha t}{1+\alpha t}\left(0.378\,\frac{e}{b}\right) dh$$

$$\varepsilon_e = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} 0.378\,\frac{e}{b}\, dh \qquad J_{t,h} = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} \frac{\alpha t}{1+\alpha t}\left(k\,\frac{h}{R}\right) dh$$

$$\varepsilon_h = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} \frac{h}{R}\, dh \qquad J_{e,h} = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} 0.378\,\frac{e}{b}\left(k\,\frac{h}{R}\right) dh$$

$$J_{t,e,h} = \frac{1}{U}\int_{H_1}^{H_2} \frac{\alpha t}{1+\alpha t}\left(0.378\,\frac{e}{b}\right)\left(k\,\frac{h}{R}\right) dh.$$

Die Integrale ε_t, ε_e und ε_h bieten keine Schwierigkeit.

Nehmen wir eine stetige Abnahme der Temperatur um a Grad pro Meter Höhenzunahme an, so ergibt die Integration:

$$\left.\begin{aligned} \varepsilon_t &= 1 - \frac{1}{U a \alpha \log e}\, log\, \frac{1+\alpha\,(T_2 + aU)}{1+\alpha\, T_2} \\ &= 1 - \frac{1}{(T_1 - T_2)\,\alpha \log e}\, log\, \frac{1+\alpha\,[T_2 + (T_1 - T_2)]}{1+\alpha\, T_2} \end{aligned}\right\} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

wo e die Basis der natürlichen Logarithmen bedeutet. Setzen wir

$$\varepsilon_t = \frac{\alpha T_m}{1+\alpha T_m} \quad \text{und} \quad T_m = \frac{T_1 + T_2}{2} + \varepsilon \quad \text{oder} \quad = T + \frac{aH}{2} + \varepsilon \quad . \quad . \quad (5)$$

so stellt sich T_m als die integratorisch bestimmte Mitteltemperatur und ε als diejenige Korrektion dar, die an der durch Mittelbildung abgeleiteten Mitteltemperatur anzubringen ist, um jenen rechnerisch genaueren Wert zu erhalten. Für den Fall, daß die untere Station im Meeresspiegel liegt, sind hier T für T_2 und die Höhe H für U gesetzt. Die Werte von ε zeigt Tabelle II.

Führt man für die Abnahme des Wasserdampfes nach Hann die Beziehung ein

$$e = E_0\, 10^{-\frac{h}{6500}} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (6)$$

wo E_0 die Dampfspannung im Meeresspiegel bedeutet, so erhält man mit hinreichender Annäherung [1]):

$$\varepsilon_{e_1} = \frac{0.378\, log\, e}{U\tau}\,\frac{E_1}{B_2}\,(1 - 10)^{-\tau U} = \lambda_1\,\frac{E_1}{B_1}\,0.378 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (7)$$

$$\varepsilon_{e_2} = \frac{0.378\, log\, e}{U\tau}\,\frac{E_2}{B_2}\,(10^{\tau U} - 1) = \lambda_2\,\frac{E_2}{B_2}\,0.378 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (8)$$

$$\varepsilon_{e_{1,2}} = 0.378\,(log\, e)\,\frac{\frac{E_1}{B_1} - \frac{E_2}{B_2}}{log\,\frac{E_1}{B_1} - log\,\frac{E_2}{B_2}}, \quad \text{wo } \tau = \frac{1}{6500} - \frac{1}{18429} = 0.0000996 \quad . \quad (9)$$

[1]) In der Original-Abhandlung ist eine genauere Formel mitgeteilt, doch reicht die Genauigkeit der obigen stets aus.

Digitized by Google

Die Ausdrücke in (7) und (8) finden sich bei Hann (Zur barometrischen Höhenmessung, Sitzungsberichte der Wiener Akad., Bd. LXXIV, 1876) und u. a. auch bei Pernter (Über die barometrische Höhenformel; Exner, Repertorium der Physik, Bd. XXIV, 1888), der Ausdruck von $\varepsilon_{e_{1,2}}$ bei Liznar (Die barometrische Höhenmessung, Leipzig und Wien 1904). Sind die Dampfspannungen an beiden Stationen gegeben, so wird (9), sonst werden (7) und (8) benutzt, je nachdem die Messung von der unteren oder der oberen Station vorliegt; letzteres also im Falle der Reduktion von Barometerständen auf den Meeresspiegel.

Bezeichnet man mit $\left(\frac{e}{b}\right)_m$ den durch die Integration gelieferten Mittelwert von $e : b$, so ist

$$\left(\frac{e}{b}\right)_m = \lambda_1 \frac{E_1}{B_1} = \lambda_2 \frac{E_2}{B_2}.$$

Die Faktoren λ finden sich in folgender Tabelle I zusammengestellt:

Tabelle I.

H Meter	λ_1^1	λ_2^1	H Meter	λ_1^1	λ_2^1
0	1.000	1.000	2600	0.753	1.368
200	0.978	.024	2800	.738	.403
400	.956	.048	3000	.723	.439
600	.935	.073	3200	.709	.476
800	.914	.098	3400	.695	.514
1000	.894	.124	3600	.681	.554
1200	.874	.151	3800	.668	.595
1400	.855	.179	4000	.655	.638
1600	.837	.208	4200	.642	.682
1800	.819	.238	4400	.630	.728
2000	.802	.269	4600	.618	.775
2200	.785	.301	4800	.606	.823
2400	.769	.334	5000	.595	.873

Die Integration liefert für ε_h:

$$\varepsilon_h = \frac{k\,(2\,H_1 + U)}{2\,R} \quad \text{oder} \quad = \frac{k\,H}{2\,R} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (10)$$

letzteres für den Fall, daß die untere Station im Meeresspiegel liegt. Handelt es sich um die Berechnung des Höhenunterschiedes aus zwei gegebenen Barometerständen und den zugehörigen sonstigen Beobachtungen, so macht die kleine Korrektion ε_h eine vorgängige angenäherte Bestimmung dieses Höhenunterschiedes erforderlich, zu der die aus (1) entnommene Annäherung

$$H_2 - H_1 = \mathfrak{R}\ log \frac{B_1}{B_2},$$

mit einem beliebigen der drei Werte von $\mathfrak{R}$ berechnet, vollkommen ausreicht.

Die weitere Entwickelung von (3) fordert die Auswertung derjenigen Integrale, die Produkte der drei Funktionen enthalten, mit deren Integration wir uns vorgehend beschäftigt haben. Die strenge Entwickelung innerhalb der irgend gewünschten Genauigkeit gestaltet sich sehr einfach.

Seien nämlich u und v beliebige Funktionen von h, die sich innerhalb des Integrationsbereiches als konvergente Potenzreihen von h darstellen, so läßt sich leicht der Satz beweisen:

$$\left.\begin{aligned} \frac{1}{H}\int_0^H uv\,dh = \left(\frac{1}{H}\int_0^H u\,dh\right)\left(\frac{1}{H}\int_0^H v\,dh\right) + \frac{H^2}{12}\left(\frac{du}{dh}\right)_{h=0}\left(\frac{dv}{dh}\right)_{h=0} \\ + \frac{H^3}{24}\left[\left(\frac{du}{dh}\right)_{h=0}\left(\frac{d_2 v}{dh^2}\right)_{h=0} + \left(\frac{d_2 u}{dh^2}\right)_{h=0}\left(\frac{dv}{dh}\right)_{h=0}\right] + \cdots \end{aligned}\right\} \quad \ldots \quad (11)$$

Digitized by Google

Wendet man diesen Satz auf die Berechnung der in (3) auftretenden Integrale an, so ergibt sich für die dort auftretenden Funktionen von h, nämlich $\frac{\alpha t}{1+\alpha t}$, $0.378\,\frac{e}{b}$ und $k\,\frac{h}{R}$, bei der Einsetzung numerischer Werte, daß die in (11) rechter Hand nach Potenzen von H fortschreitenden Glieder auch in besonders günstigen Fällen so klein ausfallen, daß sie innerhalb der erstrebenswerten Genauigkeit vernachlässigt werden können, wir also berechtigt sind, einfach

$$J_{t,e} = \varepsilon_t\,\varepsilon_e, \quad J_{t,h} = \varepsilon_t\,\varepsilon_h, \quad J_{e,h} = \varepsilon_e\,\varepsilon_h \quad \text{und} \quad J_{t,e,h} = \varepsilon_t\,\varepsilon_e\,\varepsilon_h$$

zu setzen und somit also (3) in der Form schreiben dürfen:

$$J = U\,(1-\varepsilon_t)\,(1-\varepsilon_e)\,(1-\varepsilon_h) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (12)$$

Führen wir noch die Bezeichnung $\varepsilon_\varphi = 0.00259\,\cos 2\varphi$ ein, so erhalten wir die barometrische Höhenformel gemäß (1) und (2) in der Gestalt:

$$\log\frac{B_1}{B_2} = \frac{U}{\mathfrak{R}}\,(1-\varepsilon_t)\,(1-\varepsilon_e)\,(1-\varepsilon_h)\,(1-\varepsilon_\varphi)\,(1-\delta) \quad . \quad . \quad . \quad (13)$$

oder angenähert:

$$\log\frac{B_1}{B_2} = \frac{U}{\mathfrak{R}}\,[1-(\varepsilon_t+\varepsilon_e+\varepsilon+\varepsilon_\varphi+\delta)+\varepsilon_t\,\varepsilon_e+(\varepsilon_t+\varepsilon_e)(\varepsilon_\varphi+\delta)] = \frac{U'}{\mathfrak{R}} \quad (14)$$

wo die Produkte der ε_1 wohl meist zu vernachlässigen sein werden. U' tritt hier an Stelle von U als eine reduzierte Höhe auf.

Eine sehr wertvolle Umgestaltung erfährt die barometrische Höhenformel (13), wenn man U allein auf einer Seite erscheinen läßt. ε_h ist stets so klein, daß man ohne weiteres $\frac{1}{1-\varepsilon_h} = 1+\varepsilon_h$ setzen kann, und das gleiche gilt von ε_φ und δ. Ersetzen wir gemäß (5) $1-\varepsilon_t = \frac{1}{1+\alpha T_m}$ und führen wir

$$\frac{1}{1-\varepsilon_e} = 1+\frac{\varepsilon_e}{1-\varepsilon_e}$$

ein, so ergibt sich hinreichend genau:

$$U = \mathfrak{R}\left(\log\frac{B_1}{B_2}\right)(1+\alpha T_m)\left(1+\frac{\varepsilon_e}{1-\varepsilon_e}\right)(1+\varepsilon_h)\,(1+\varepsilon_\varphi)\,(1+\delta) \quad . \quad (15)$$

wo der Wert von δ oben zu ersehen ist, oder

$$U = \mathfrak{R}\left(\log\frac{B_1}{B_2}\right)[1+\alpha T'] \text{ [1)]} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (16)$$

wo

$$T' = T_m + \Delta_e + \Delta_h + \Delta_\varphi + \Delta_\delta + \alpha\,[T_m\Delta_e + (T_m+\Delta_e)\,(\Delta_\varphi+\Delta_\delta)]$$

$$T_m = \frac{T_1+T_2}{2} + \varepsilon \quad \text{oder} \quad = T + \frac{aH}{2} + \varepsilon$$

$$\Delta_e = \frac{1}{\alpha}\,\frac{\varepsilon_e}{1-\varepsilon_e}, \text{ vgl. (7) bis (9)}$$

$$\Delta_h = \frac{1}{\alpha}\,\varepsilon_h, \text{ vgl. (10)}$$

$$\Delta_\varphi = \frac{1}{\alpha}\,0.00259\,\cos 2\varphi$$

$\Delta_\delta = \frac{1}{\alpha}\,\delta$ (vgl. oben) und $\mathfrak{R}$ denjenigen Wert 18400, 18429 oder 18446 bezeichnet, der der zu benutzenden Rechentabelle zugrunde liegt.

---

[1]) Für den Fall, daß die beiden Stationen in verschiedenen Breiten φ_1 und φ_2 liegen, erfordert (16) auf der rechten Seite die Hinzufügung von $+\,21\,(\cos 2\varphi_2 - \cos 2\varphi_1)$, die an Genauigkeit vollkommen ausreicht.

Digitized by Google

Durch diese Formel ist die Rechnung zurückgeführt auf die Berechnung einer reduzierten Temperatur, indem die Einwirkungen der sämtlichen Elemente mit Ausnahme der Höhe selbst in Temperaturkorrektionen umgerechnet auftreten.

Die Vereinigung des Einflusses der Luftfeuchtigkeit mit demjenigen der Temperatur hat bereits Laplace versucht, indem er zu diesem Zwecke $1 + 0.004\,t$ an Stelle von $1 + 0.00367\,t$ einzuführen vorschlug. Angot (Sur la formule barométrique, Annales du Bureau Central Météorologique de France, Mémoires 1896) ging hierin weiter, indem er den Einfluß der Feuchtigkeit und der Breite als Korrektionen der Temperatur einstellte; in die Rechnung führte er aber schließlich nur die arithmetischen Mittelwerte der Temperatur und entsprechend $\frac{1}{2}\left(\frac{E_1}{B_1} + \frac{E_2}{B_2}\right)$ ein.

Die Tabellen II bis VIII zur Berechnung der reduzierten Temperatur.

ε, Tabelle II. Man geht oben mit der Temperatur der oberen Station T_2 oder T und seitlich mit $T_1 - T_2$ oder aH ein, wobei es also in ersterem Falle einer Annahme über die Abnahme der Temperatur mit der Höhe bedarf. Es ist dann

$$T_m = \frac{T_1 + T_2}{2} + \varepsilon \quad \text{oder} \quad = T + a\,\frac{H}{2} + \varepsilon.$$

Δ_{e_1} und Δ_{e_2}, Tabelle III und IV. Man geht oben mit $\frac{E_1}{B_1}$ bzw. $\frac{E_2}{B_2}$ entsprechend dem für die untere oder die obere Station gegebenen Werte der Dampfspannung und seitlich mit $U = H_2 - H_1$ oder mit H oder, falls man in der Genauigkeit weiter gehen will, mit $U\,(1 + 0.002\,T)$ oder $H\,(1 + 0.002\,T)$ ein.

$\Delta_{e_{1,2}}$, Tabelle V. Man geht oben mit $E_1 : B_1$ und seitlich mit $E_2 : B_2$, entsprechend den Werten der unteren und der oberen Station, ein.

Δ_k, Tabelle VI. Man geht oben mit $k = \frac{5}{4}$ für Stationen der Erdoberfläche und $k = 2$ für Beobachtungen oder Registrierungen aus der freien Atmosphäre, und seitlich mit $2H_2 + U$ oder, falls die untere Station im Meeresspiegel liegt, der Höhe H ein.

Δ_φ, Tabelle VII, bedarf keiner Erläuterung.

Δ_ϑ, Tabelle VIII. Man geht oben mit der den zu benutzenden Rechentabellen zugrunde liegenden Höhenkonstante ein und hat dann, dem doppelten seitlichen Eingange entsprechend, zu unterscheiden, ob die auf 0 reduzierten Barometerstände zugleich auf die Schwere im Meeresniveau reduziert sind oder nicht, sowie ob es sich um Luftdruckwerte einer Bergstation oder aus der freien Atmosphäre handelt.

Beispiele der Berechnung.

		(B)	(T)	(e)	H	φ	
1.	Sonnblick	519.58	— 6.17	—	(?)	46° 50′	
	Klagenfurt . . .	723.05	8.05	6.8	448.3		(Liznar.)

$\frac{T_1 + T_2}{2} = 0.940$

$\varepsilon = -0.060$ (Tabelle II.)
$\Delta_e = 0.699$ (Für $E_1 : B_1 = 0.0094$ aus Tabelle III.)
$\Delta_\varphi = -0.050$ (Tabelle VII.)
$\Delta_k = 0.110$ (Aus Tabelle VI mit dem angenähert berechneten Wert $U = 3050$ für $H = 3950$ entnommen.)
$\Delta_\vartheta = -0.428$ (Nach Tabelle VIII, da die Barometerstände auf die Schwere im Meeresniveau reduziert gegeben sind und die Höhenkonstante 18429 eingeführt werden soll.)

$T' = 1.211$

Digitized by Google

Für diesen Wert von T' ergibt 16. $U = 2656.7$ und somit $H_2 = 3104.9$ gegenüber der trigonometrisch gleich 3106.5 bestimmten Höhe.

2. Gegeben $H = 1353$ m, $T_m = 14.3°$, $B = 648.7$ mm (nur auf 0° reduziert), $e_m = 8$ mm und $\varphi = 32°$; gesucht der entsprechende Luftdruck im Meeresniveau. (Beispiel aus den Internat. Meteorol. Tabellen.)

T_m	$= 14.30$
Δ_e	$= 1.17$ [1])
Δ_φ	$= 0.29$
Δ_h	$= 0.04$
Δ_ϑ	$= 0.02$
$\alpha(\ldots)$	$= 0.08$
T'	$= 15.90$

Tabelle VII A der Int. Met. Tabellen gibt für $H = 1353$ und $T' = 15.90$, $1000\,M = 173.19$.

Tabelle VII D gibt für diesen Wert von M und $B = 648.7$ die Meeresniveaukorrektion $B_0 - B = MB = 112.40$, so daß $B_0 = 648.7 + 112.40 = 761.1$ gefunden wird.

[1]) Tabelle V: $(E:B)_1 = (E:B)_2 = 8:{}^1/_2\,(650 + 760)$.

Die Reduktion auf das Meeresniveau unter Benutzung der Internationalen Meteorologischen Tabellen.

Durch Umformung von (16) erhalten wir:

$$B_0 = B + BM, \quad \text{wo} \quad M = 10^{\nu} - 1 \quad \text{und} \quad \nu = \frac{H}{18429\,(1 + \alpha T')} \quad \cdots \quad (17)$$

Die mit der Höhenkonstante 18429 berechneten Tabellen VII A geben 1000 M und Tabelle VII D das Produkt MB, so daß diese Tabellen, zumal nur geringe Interpolation erforderlich ist, wie in dem vorangehenden Beispiel, sehr bequem zu benutzen sind, wenn man die reduzierte Temperatur gemäß der hier gegebenen Anleitung berechnet hat. Es würde einer nicht erheblichen Erweiterung der hier gegebenen Tabellen II bis VIII bedürfen, um den nötigen Aufwand von Interpolation stark einzuschränken. Den Wert der Methode der Einführung der reduzierten Temperatur lernt man ermessen, wenn man die in jenen Tabellen für das letzte einfache Beispiel gegebene Berechnungsweise mit der hier gegebenen vergleicht. Die Umständlichkeit jener Rechenmethode hat auch den unmittelbaren Anlaß zu dieser Untersuchung gegeben.

Der Luftdruck im Meeresspiegel in seiner Abhängigkeit von den Elementen der Höhenformel — der Luftdruck in höheren Niveaus.

Man berechnet mit genügender Annäherung

$$\delta_{b_0} = -\frac{B_0\,\alpha\,\delta_t\,H}{[1 + \alpha\,(T' + \delta_t)]\,(1 + \alpha T')\,18429\,\log e} \quad \cdots \quad (18)$$

als den Ausdruck für die Änderung der Meeresniveaukorrektion, wenn bei dem gleichen Luftdruck in der Höhe die reduzierte Temperatur eine Änderung um δ_t erfährt. Die Änderung des Luftdruckes im Meeresspiegel hat das entgegengesetzte Vorzeichen wie δ_t; sie ist dem Luftdruck im Meeresspiegel und der Höhe, wie in angenähertem Grade auch δ_t proportional.

Da wir die Einwirkung der Elemente der Höhenformel in Temperaturkorrektionen umgerechnet haben, so bietet sich hier die Möglichkeit, sie des weiteren sämtlich in Änderungen des Luftdruckes im Meeresspiegel oder der Meeresniveaukorrektionen umzusetzen. Wir führen die Umrechnung für $B_0 = 760$ mm und eine reduzierte Temperatur von 0° aus. Für andere Werte von B_0 und T' haben die Werte der Tabellen IX bis XVI entsprechend (18) die folgenden Prozentänderungen zu erfahren:

T'	$= -30°$	$-20°$	$-10°$	$+10°$	$+20°$	$+30°$
Proz.	$+26$	$+16$	$+8$	-7	-13	-19
B_0	$= 720$	730	740	750	770	780
	-5	-4	-3	-1	$+1$	$+3$

Digitized by Google

Bei der Berechnung der Änderungen der Meeresniveaukorrektionen ist das Auftreten von δ_t im Nenner von (18) nur bei der für den Einfluß von $a\frac{H}{2}$ berechneten Tabelle berücksichtigt worden, da die übrigen kleinen Werte von δ_t es gestatten, die berechneten Änderungen einfach proportional δ_t zu setzen.

Tabelle IX läßt den Einfluß einer Änderung der reduzierten Temperatur in seiner Abhängigkeit von der reduzierten Temperatur und der Höhe scharf hervortreten. Bei der Temperatur $T' = 0^0$ ruft deren Änderung um 1^0 eine Änderung um 0.17 mm für eine Luftsäule von 500 m und bereits eine solche von 1.74 mm für eine Luftsäule von 5000 m hervor.

Die Tabellen X bis XVI zeigen in besonders klarer Weise den Einfluß der verschiedenen Elemente der Höhenformel auf die Meeresniveaukorrektion. Den geringsten Einfluß besitzen, etwa von der gleichen Größe, ε und die in die Höhenformel eingehende Schwere-Höhenreduktion; größere Beträge liefert die in die Formel eingehende Schwere-Breitenreduktion. Erheblich größere Beträge ergibt der Wasserdampfgehalt der Luft und besonders für die unteren Niveaus; sie vermögen bei hohem Dampfgehalt hier sogar den Einfluß der Reduktion auf Mitteltemperatur zu übersteigen. Über 1000 m Höhe tritt die Einwirkung der Luftfeuchtigkeit aber in schnell zunehmendem Grade gegen den Einfluß der Korrektion $a\frac{H}{2}$ zurück, der für große Höhen solche Werte erreicht, daß alle übrigen Elemente der Höhenformel gegen ihn fast bedeutungslos werden. Je nachdem wir als Maß der Temperaturabnahme nach der Höhe 0.004^0 oder 0.008^0 pro Meter annehmen, zeigt Tabelle XI der Reihe nach für die Höhen 2000, 3000, 4000 und 5000 m Änderungen des Luftdruckes im Meeresspiegel — bei gleichbleibendem Luftdruck in der Höhe — von 2.6, 5.9, 10.3 und 15.7 mm an. Hier tritt scharf hervor, welche Unsicherheit der Reduktion von Barometerständen größerer Höhen auf den Meeresspiegel im Einzelfall anhaften muß.

Da in dem Ausdruck (18) nur B_2 an Stelle von B_0 tritt, wenn es sich bei gleichbleibendem Luftdruck im Meeresspiegel um die entsprechenden Änderungen des Luftdruckes in oberen Niveaus handelt, so ergibt sich für die Reduktion der Barometerstände auf höhere Niveaus eine sehr bedeutende Unsicherheit für den Einzelfall, so daß die Zeichnung der Isobaren größerer Höhen auf Grundlage der Luftdruckverteilung am Meeresspiegel bei aller Umsicht hinsichtlich der Festsetzungen über die Größe der vertikalen Temperaturabnahme mit einer recht großen Unsicherheit behaftet bleiben muß.

Tabellen zur Berechnung der reduzierten Temperatur.

Tabelle II. ε.

aH oder $T_1 - T_2$	T oder T_2		
	-30^0	0^0	$+30^0$
5^0	-0.009^0	-0.009^0	-0.006^0
10	— .034	— .031	— .028
15	— .075	— .067	— .060
20	— .131	— .118	— .107
25	— .204	— .183	— .165
30	— .292	— .261	— .236
35	— .393	— .353	— .320
40	— .509	— .458	— .415

$$T_m = T + a\frac{H}{2} + \varepsilon$$

$$\text{der} = \frac{T_1 + T_2}{2} + \varepsilon$$

Tabelle III. Δ_{e_1}.

H oder U	$E:B$ (untere Station bzw. Meeresspiegel)			
	0.01	0.02	0.03	0.04
0 m	1.03^0	2.08^0	3.13^0	4.18^0
400	0.99	1.99	2.99	4.00
800	.94	.90	2.86	3.83
1200	.90	.81	2.73	3.66
1600	.86	.73	2.61	3.50
2000	.82	.66	2.50	3.35
2400	.79	.59	2.40	3.21
2800	.76	.53	2.30	3.08
3200	.73	.47	2.21	2.96
3600	.70	.41	2.12	2.84
4000	.67	.35	2.04	2.73
4400	.65	.30	1.96	2.62
4800	.63	.25	1.88	2.52

Digitized by Google

Tabelle IV. Δ_{e_2}.

H oder U	$E:B$ (obere Station) 0.01	0.02	0.03	0.04
0 m	1.03°	2.08°	3.13°	4.18°
400	.08	2.18	3.28	4.38
800	.13	2.28	3.43	4.60
1200	.19	2.39	3.60	4.83
1600	.25	2.51	3.79	5.03
2000	.31	2.64	3.98	—
2400	.38	2.78	4.19	—
2800	.45	2.92	4.40	—
3200	.53	3.07	4.63	—
3600	.61	3.24	4.88	—
4000	.70	3.42	5.16	—
4400	.79	3.61	—	—
4800	.89	3.81	—	—

Tabelle V. $\Delta_{e_{1,2}}$.

obere Station $\left(\frac{E}{B}\right)_2$	$(E:B)_1$ (untere Station) 0.05	0.010	0.015	0.020	0.025	0.030	0.035	0.040
0.005	0.52°	0.75°	0.95°	1.12°	1.29°	1.45°	1.60°	1.74°
0.010	—	1.03	1.27	1.49	1.69	1.89	2.07	2.25
0.015	—	—	1.55	1.80	2.03	2.25	2.45	2.65
0.020	—	—	—	2.08	2.33	2.56	2.79	3.01
0.025	—	—	—	—	2.60	2.86	3.10	3.33
0.030	—	—	—	—	—	3.13	3.38	3.63
0.035	—	—	—	—	—	—	3.65	3.91
0.040	—	—	—	—	—	—	—	4.18

Tabelle VI. Δ_h.

$2H_1 + U$ oder H	k $^3/_4$	2
500 m	0.01°	0.02°
1000	.03	.04
1500	.04	.06
2000	.05	.09
2500	.07	.11
3000	.08	.13
3500	.09	.15
4000	.11	.17
4500	.12	.19
5000	.13	.21

Tabelle VII. Δ_φ.

φ	°	φ	°
0	0.71	45	0.00
5	.70	50	— .12
10	.66	55	— .24
15	.61	60	— .35
20	.54	65	— .45
25	.45	70	— .54
30	.35	75	— .61
35	.24	80	— .66
40	.12	85	— .70
45	.00	90	— .71

Tabelle VIII[1]). Δ_ϑ.

Barometerstand reduziert:	Berg oder Freie Atm.	Wert der Höhenkonstante $\mathfrak{K}$ in den Rechentabellen 18429	18400	18446
Nur auf 0° . . .	Berg	$0.0016\,T_m$	$0.428° + 0.0016°\,T_m$	$-0.256° + 0.0016°\,T_m$
	Freie Atm.	$0.256° + 0.0025°\,T_m$	$0.684° + 0.0025°\,T_m$	$0.0025\,T_m$
Auf 0° u. Schwere im Meeresniveau (ev. in 45° Breite)	Berg	$-0.428°$	0	$-0.684°$
	Freie Atm.			

Einwirkung der verschiedenen Elemente der barometrischen Höhenformel auf die Meeresniveaukorrektion

für den Fall eines Luftdruckes von 760 mm im Meeresspiegel und einer reduzierten Temperatur der Luftsäule von 0°, ausgedrückt in Millimeter.

Tabelle IX bildet den Übergang von den Tabellen der vorangehenden Seite.

Tabelle IX. Einfluß der Änderung der reduzierten Temperatur um $+1°$.

H	Reduzierte Temperatur $-30°$	$0°$	$+30°$
500 m	— 0.22	— 0.17	— 0.14
1000	— 0.44	— 0.35	— 0.28
1500	— 0.66	— 0.52	— 0.42
2000	— 0.88	— 0.69	— 0.56
2500	— 1.10	— 0.87	— 0.70
3000	— 1.31	— 1.04	— 0.85
3500	— 1.53	— 1.22	— 0.99
4000	— 1.75	— 1.39	— 1.13
4500	— 1.97	— 1.56	— 1.27
5000	— 2.19	— 1.74	— 1.41

Tabelle X. Einfluß der Temperaturkorrektion ε.

a (Abnahme der Temperatur pro Meter) 0.004°	0.006°	0.008°
0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	+ 0.01
+ 0.01	+ 0.01	+ 0.02
+ 0.01	+ 0.03	+ 0.05
+ 0.03	+ 0.06	+ 0.10
+ 0.04	+ 0.10	+ 0.18
+ 0.07	+ 0.16	+ 0.28
+ 0.10	+ 0.23	+ 0.41
+ 0.15	+ 0.33	+ 0.58
+ 0.20	+ 0.45	+ 0.79

Tabelle XI. Einfluß von $a\,\frac{H}{2}$.

a 0.004°	0.006°	0.008°
— 0.17	— 0.26	— 0.35
— 0.69	— 1.03	— 1.37
— 1.6	— 2.3	— 3.1
— 2.8	— 4.1	— 5.4
— 4.3	— 6.4	— 8.4
— 6.1	— 9.1	— 12.0
— 8.3	— 12.3	— 16.2
— 10.8	— 16.0	— 21.1
— 13.7	— 20.2	— 26.5
— 16.8	— 24.8	— 32.5

[1]) Werden die Barometerstände auf die Schwere im Meeresspiegel und zugleich in 45° Breite reduziert eingeführt, so ergibt die Formel dann ebenfalls auf Normalschwere reduzierte Stände — die gleichen Werte, als wenn die Reduktion auf die Schwere in 45° Breite an den mittels der Formel reduzierten Werten nachträglich angebracht wird.

Digitized by Google

Tabelle XII. Einfluß der Luftfeuchtigkeit.

H	$E:B$ (Untere Station oder im Meeresspiegel)			
	0.010	0.020	0.030	0.040
500 m	— 0.17	— 0.34	— 0.51	— 0.67
1000	— 0.32	— 0.65	— 0.98	— 1.31
1500	— 0.45	— 0.91	— 1.37	— 1.84
2000	— 0.57	— 1.15	— 1.73	— 2.31
2500	— 0.68	— 1.37	— 2.07	— 2.76
3000	— 0.78	— 1.56	— 2.35	— 3.14
3500	— 0.86	— 1.72	— 2.59	— 3.47
4000	— 0.93	— 1.88	— 2.84	— 3.81
4500	— 1.02	— 2.01	— 3.03	— 4.05
5000	— 1.11	— 2.13	— 3.20	— 4.30

Tabelle XIII. Einfluß der Luftfeuchtigkeit.

	$E:B$ (Obere Station)			
	0.010	0.020	0.030	0.040
500 m	— 0.19	— 0.37	— 0.57	— 0.75
1000	— 0.41	— 0.82	— 1.23	— 1.65
1500	— 0.64	— 1.29	— 1.94	— 2.60
2000	— 0.90	— 1.82	— 2.75	— 3.69
2500	— 1.22	— 2.45	— 3.69	— 4.94
3000	— 1.55	— 3.12	— 4.70	—
3500	— 1.92	— 3.87	—	—
4000	— 2.36	— 4.75	—	—
4500	— 2.83	—	—	—
5000	— 3.38	—	—	—

Tabelle XV. Einfluß der Höhenkorrektion.

	k	
	$^3/_4$	2
500 m	0.00	0.00
1000	— 0.01	— 0.01
1500	— 0.02	— 0.03
2000	— 0.04	— 0.06
2500	— 0.06	— 0.09
3000	— 0.08	— 0.13
3500	— 0.11	— 0.18
4000	— 0.15	— 0.24
4500	— 0.19	— 0.30
5000	— 0.23	— 0.37

Tabelle XIV. Einfluß der geographischen Breite.

H	φ (Bis 45° negative, > 45° positive Werte)				
	0° (—) 90° (+)	10° (—) 80° (+)	20° (—) 70° (+)	30° (—) 60° (+)	40° (—) 50° (+)
m					
500	0.12	0.12	0.09	0.06	0.02
1000	0.24	0.23	0.19	0.12	0.04
1500	0.37	0.35	0.28	0.18	0.06
2000	0.49	0.46	0.38	0.24	0.09
2500	0.61	0.58	0.47	0.31	0.11
3000	0.73	0.69	0.56	0.37	0.13
3500	0.86	0.81	0.66	0.43	0.15
4000	0.98	0 92	0.75	0.49	0.17
4500	1.10	1.03	0.84	0.55	0.19
5000	1.22	1.15	0.94	0.61	0 21

Tabelle XVI. Einfluß der Art der Reduktion der Barometerstände, der Lage des Beobachtungsortes auf einem Berge oder in der freien Atmosphäre und der in die Rechentabelle eingehenden Höhenkonstante — für $H = 500$ m.

Barometerstand reduziert:	Berge oder Freie Atm.	Wert der Höhenkonstante $\mathfrak{k}$ in den Rechentabellen		
		18 429	18 400	18 446
Nur auf 0°	Berg	0	—0.074	+0.044
	Freie Atm.	—0.044	—0.119	0
Auf 0° und Schwere im M.-N. (ev. in 45° Breite)	Berg	+0.074	0	+0.119
	Freie Atm.			

Zusammenfassung.

Es ist von Vorteil, in die barometrische Höhenformel eine neue Größe (δ) einzuführen, die es ermöglicht, unabhängig von der Art der Reduktion der gegebenen Barometerstände und dem Orte ihrer Beobachtung bzw. Registrierung (Berg- oder freie Atmosphäre) beliebig jede Rechentabelle zu benutzen, die mit einer der Konstanten 18 400, 18 429 oder 18 446 berechnet ist.

Die Integration der Differentialgleichung läßt sich unter Einführung der gewöhnlichen Annahmen über die vertikale Anordnung von Temperatur und Wasserdampf in der Atmosphäre innerhalb der erreichbaren Genauigkeit in geschlossener Weise ohne Reihenentwickelung ausführen.

Der Integrationseffekt ergibt für die Temperatur nur die Hinzufügung einer kleinen Korrektion zu der in der gewöhnlichen Weise in Rechnung gestellten arithmetischen Mitteltemperatur. Diese Korrektion hat auf das Resultat nur etwa den gleichen Einfluß wie die in die Formel eingehende Reduktion auf die Schwere im Meeresspiegel.

Alle neben der Höhe oder dem Höhenunterschiede und der Temperatur der oberen Station in die Höhenformel eingehenden Elemente lassen ihren Einfluß behufs Ableitung einer reduzierten Temperatur als Korrektionen der oberen Temperatur berechnen (Tabellen III bis VIII). Diese Methode der Einführung der reduzierten Temperatur bietet für die Anwendung der Höhenformel in der Praxis die größten Vorteile und erscheint jeder anderen Methode überlegen.

Digitized by Google

Für mäßige Höhen vermag die Feuchtigkeit bei hohen Dampfspannungen relativ großen Einfluß auf die Meeresniveaukorrektion zu gewinnen und selbst den Einfluß der Temperaturkorrektion $a \frac{H}{2}$ zu übersteigen. Bei großen Höhen ist der Einfluß dieser Größe so erheblich und, abhängig von a, von so verschiedenem Betrage, daß alle übrigen Korrektionen hiergegen zurückstehen und die Reduktion von Barometerständen hoch gelegener Orte angesichts der Unsicherheit der Annahme über den Wert von a im Einzelfall mit sehr großer Unsicherheit behaftet wird. Diese Unsicherheit ermäßigt sich nur im Verhältnis der Werte des Luftdruckes im Meeresspiegel und in der Höhe, falls es sich um die Reduktion der am Meeresspiegel beobachteten Barometerstände auf ein oberes Niveau handelt.

Die Berücksichtigung der Feuchtigkeit der Luft nach dem Vorschlage von Laplace kann nicht empfehlenswert erscheinen.

Kleinere Mitteilungen.

† **Langley.** Am 27. Februar 1906 starb im 72. Lebensjahre der Astronom Professor Samuel Pierpont Langley, lange Zeit Direktor des Alleghany Observatory und Sekretär der Smithsonian Institution, als solcher ein würdiger Nachfolger von Spencer Baird und Joseph Henry. In meteorologischen Kreisen wird Langleys Name stets verknüpft bleiben mit den ersten genaueren Untersuchungen über die Absorption der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre und mit der Bestimmung der sogenannten Solarkonstante. Zur Messung der ersteren konstruierte er sich ein spezielles Instrument, das er Bolometer nannte. Seine Untersuchungen über die Strahlung und Temperatur des Mondes und die Erweiterung unserer Kenntnisse über die ultrarote Strahlung, durch welche er das Gebiet der Sonnenstrahlung weit über die früheren Grenzen ausdehnte, sichern ihm einen unvergänglichen Namen in der Physik der Atmosphäre und speziell in der Meteorologie.

† **Franz Karlinski.** Nach einem längeren Leiden verschied am 21. März 1906 der emeritierte ordentliche Professor der Astronomie und Mathematik an der Universität und Direktor der Sternwarte Krakau, Mitglied der österreichischen Meteorologischen Gesellschaft, Dr. Franz Karlinski.

Am 4. Oktober 1830 zu Krakau geboren, beendete er hier seine Studien. Schon 1851 trat er als „provisorischer Stellvertreter eines Adjunkten“ in die k. k. Sternwarte Krakau ein. 1855 übersiedelte er nach Prag, um die Stelle eines provisorischen Adjunkten an der dortigen Sternwarte zu bekleiden. 1857 avancierte er zum etatsmäßigen Adjunkten daselbst. Im Herbste 1862 kehrte er in seine Vaterstadt schon als neuernannter Professor der Astronomie und Direktor der Sternwarte zurück. Volle 40 Jahre bekleidete er diese Stelle; erst im Herbste 1902 trat er in den wohlverdienten Ruhestand.

Die wichtigsten Arbeiten des Verstorbenen auf dem Gebiete der Astronomie fallen in die sechziger Jahre. Im rüstigsten Mannesalter wurde er von einem Augenleiden heimgesucht und zum Verzichten auf astronomische Beobachtungen gezwungen. Seither wandte er sich beinahe ausschließlich der Meteorologie zu. Er publizierte alljährlich die „Materialien zur Klimatographie Galiziens“, die „Beobachtungen aus der Sternwarte Krakau“ — die „Wasserstände an galizischen Flüssen“; außerdem schrieb er mehrere Abhandlungen, in denen meteorologische Beobachtungen zusammengestellt und diskutiert wurden. Er behandelte auch gewisse, mit der Meteorologie verknüpfte mathematische Aufgaben, wie z. B. die Methoden der Bestimmung der Koeffizienten der bekannten Besselschen Reihe.

Überhaupt hat der Verstorbene viel in deutscher, lateinischer, insbesondere aber in polnischer Sprache über Mathematik, Astronomie, Meteorologie und Geschichte der Astronomie

Digitized by Google

geschrieben. Er war aktives Mitglied der k. k. Akademie der Wissenschaften in Krakau, der internationalen Kommission für Erdmessung, der k. k. Normaleichungskommission, der Meteorologischen Gesellschaft, sowie zahlreicher anderer Gesellschaften und Vereine. Die Zeitschrift der österreichischen Meteorologischen Gesellschaft enthält von ihm eine größere Zahl von Mitteilungen aus dem Gebiete der Meteorologie und des Erdmagnetismus.

Immer pflichttreu und arbeitsam behielt er die volle Geistes- und Tatkraft bis in das hohe Alter. Erst ein Jahr vor dem Rücktritt in den Ruhestand ereilte ihn eine schwere Krankheit und brach den rüstigen Greis zusammen. Seitdem war sein Leben nur ein Leiden. Ehre seinem Andenken!

Dr. Felix M. Exner: Das Wetter bei Keilen hohen Luftdruckes im Norden der Alpen [1]). Die Arbeit behandelt einen kleinen Teil einer größeren Aufgabe, deren Ziel wäre, das Wetter bei verschiedenen Luftdruckverteilungen in Österreich zu bestimmen. Die Lösung derselben ist für die Zwecke des praktischen Wetterdienstes, der Prognose, von Wichtigkeit. Wohl jedem, der sich mit der Vorhersage des Wetters zu befassen hat, wird das Bedürfnis erklärlich scheinen, den Zusammenhang des lokalen Wetters mit der Verteilung der Isobaren festzustellen, denn häufig kommt es vor, daß die Prognose bezüglich der Voraussage der Luftdruckverteilung das richtige trifft, aber nicht anzugeben weiß, welches Wetter in den verschiedenen Teilen des Prognosenbezirkes jener Druckverteilung entsprechen wird. Es erwächst darum die Aufgabe, die Wetterkarten nach der Lage der Isobaren in möglichst gut definierte Gruppen zu sondern und für diese die Witterung, soweit sie regelmäßig ist, festzustellen. Es sind ja von einigen Autoren, so besonders von Abercromby und van Bebber schon ähnliche Ziele verfolgt worden, doch handelte es sich da meist um allgemeinere, leicht erkennbare Wettertypen; wer sich mit der Wetterprognose aber jemals abgegeben hat, wird wissen, daß die weniger ausgeprägten Wetterlagen, sowie die lokalen Verhältnisse für die Witterung von zumindest ebenso großer Bedeutung sind, wie jene. Schon dieser Hinweis auf lokale Einflüsse wird es verständlich machen, daß die vorliegende Arbeit zunächst durchaus nicht die Aufgabe haben kann, in der Erkenntnis der allgemeinen meteorologischen Vorgänge vorzudringen. Ihr nächstes Ziel ist ein ausschließlich praktisches, empirisches.

Ich bemerke gleich hier, daß in dieser Arbeit fast ausschließlich die Abhängigkeit des Wetters von der an den Talstationen beobachteten Luftdruckverteilung studiert wurde. Die Arbeit läuft daher nur darauf hinaus, die Bedeutung der Isobarenlage im Meeresniveau für die Witterung, soweit diese Bedeutung eben vorhanden ist, festzustellen.

Die wesentlichste Schwierigkeit der gestellten Aufgabe liegt in der Einteilung der Drucksituationen in verschiedene Klassen oder Gruppen. Man findet ja innerhalb von Jahren kaum zwei gleiche Wetterkarten für Europa. Von vornherein muß sich die Gruppierung so auf relativ kleine Gebiete des Landes beschränken, über welchen doch schon häufiger eine ähnliche Luftdruckverteilung zu finden ist. In der vorliegenden Arbeit ist nun ein leicht erkennbares Kriterium für die Einteilung gewählt worden: der Keil hohen Luftdruckes im Norden der Alpen, dessen Einfluß sich aber nur auf ein wenig ausgedehntes Gebiet, auf den westlichen Teil unserer Monarchie beschränkt.

Aus den synoptischen Wetterkarten von Wien wurden alle jene Tage ausgesucht, bei welchen im Laufe der letzten sieben Jahre (1896 bis 1902) von Westen her sich ein mehr oder minder scharfer Keil hohen Druckes im Norden der Alpen vordrängt; hierzu wurden auch jene Situationen gezählt, die eine Isobare am Alpenkamme entlang nach Osten verlaufend, dann aber am Ende desselben fast direkt nach Norden umbiegend zeigen; dabei liegt im Süden der Alpen stets der tiefere Druck. Es war zuweilen notwendig, zwischen den Isobaren, die meist nur von 5 zu 5 mm gezogen werden, noch andere einzuzeichnen; es stellten sich so manche Situationen als zu unserer Klasse gehörig heraus, denen man das sonst nicht angesehen hatte. Dabei sei bemerkt, daß die Isobaren von 5 zu 5 mm überhaupt für ein genaueres Studium des Wetters nur dann genügen dürften, wenn ziemlich starke Gradienten vorhanden sind, die Isobaren also nicht zu weit voneinander entfernt liegen.

[1]) Auszug aus einer gleichnamigen Arbeit in den „Jahrbüchern der k. k. Zentralanstalt für Met. u. Geodyn.", Jahrg. 1903, Anhang.

Digitized by Google

Es war notwendig, die ausgewählten Wetterkarten (es waren deren etwa 360) auf einzelne Blätter zu kopieren, da eine Ordnung ohne dies sehr erschwert worden wäre. Durch mannigfache Durchsicht dieser Karten und Vergleichung derselben untereinander gelang es, die verschiedensten Fälle der Keilsituationen nach 13 Typen zu trennen. Freilich war dabei eine Willkür oft nicht zu vermeiden, und eine Benutzung der Ergebnisse muß erst zeigen, ob diese Typen in praktischer und angemessener Weise festgesetzt wurden oder nicht.

Die 13 Typen waren folgendermaßen gekennzeichnet (auf die Größe der Gradienten wurde dabei keine Rücksicht genommen):

Typus I: Vorstoß von hohem Druck aus Westeuropa.
„ II: Rundes, ausgebreitetes Minimum in Nordeuropa.
„ III: Hoch im SW und NE, tief im NW und SE von Europa.
„ IV: Hoch im W und E, tief im N und S von Europa.
„ V: Tief im N, hoch im SW von Europa.
„ VI: Tief im E, hoch im W.
„ VII: Keil mit einer Spitze über den Alpenkamm nach SE.
„ VIII: Vorstoß von hohem Druck aus SW, tief in NW von Europa.
„ IX: Tief in NE = Europa.
„ X: Tieferes Minimum im N, flacheres im S der Alpen.
„ XI: Doppelminimum im N und S der Alpen.
„ XII: Tief im NE und S der Alpen.
„ XIII: Tief im E und SE der Alpen.

Unter Vorstoß von hohem Druck ist jene Situation verstanden, bei welcher der hohe Druck teilweise noch über dem Atlantischen Ozean liegt und nur einen Ausläufer nach Osten entsendet. Es folgt dann ziemlich regelmäßig eine weitere Bewegung des hohen Druckes nach E. Die übrigen Bezeichnungen bedürfen wohl keiner weiteren Erklärung. Wie man sieht, sind viele Typen mit Beziehung auf die Drucksituation in ganz Europa charakterisiert.

Die Jahreszeit scheint für das Auftreten derselben nicht sehr charakteristisch zu sein; die meisten Typen können sich während des ganzen Jahres zeigen. Natürlich spielt bei der Häufigkeit des Erscheinens der einzelnen der Einfluß der Jahreszeit auf die Bildung der Minima usw. eine mittelbare Rolle.

Typus II scheint fast ausschließlich zwischen Januar und August aufzutreten, Typus IX vorwiegend in der kälteren Jahreszeit. Die Häufigkeit der typischen Situationen ist natürlich nicht gleich. Da aus den letzten sieben Jahren sämtliche Fälle mit Keilen im Norden der Alpen zusammengestellt sind, läßt sich aus diesen die Häufigkeit derselben feststellen. Aus der oben angegebenen Gesamtzahl 360 folgt zunächst, daß die Keilsituationen ein Siebentel aller vorkommenden Druckverteilungen einnehmen, daß also im Mittel auf die Woche ein Tag aus unserer Klasse fällt. Zählt man sodann die Karten der einzelnen Typen ab und drückt ihre Anzahl in Prozenten der Summe aus, so erhält man für die Häufigkeit von deren Auftreten folgende Zahlen:

Typus	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Proz.	7	6	4	6	6	9	9	8	11	10	9	8	7

Typus III ist am seltesten, fast dreimal so häufig ist Typus IX.

Es schien unmöglich, für die große Zahl der ausgewählten Fälle einzeln das Wetter, welches an den Stationen beobachtet worden ist, zu verfolgen und daraus Schlüsse für die Typen zu ziehen. Die Arbeit wäre dadurch enorm vergrößert worden und die Übersicht über das Material verloren gegangen. Aus diesem Grunde wurden von den Karten für einen Typus je fünf Fälle ausgewählt, welche die Charakteristik des Typus in besonders markanter, ausgeprägter Form enthielten. Erst diese fünf Fälle für jeden Typus, also 65 Situationen im ganzen, wurden zur Wetterbestimmung herangezogen; sie sind im folgenden mit ihren Daten zusammengestellt.

Da eine Vorstellung von den 13 Typen ohne graphische Darstellung nicht gut zu erhalten ist, wurde auf den Tafeln zum Schlusse von den oben angeführten Situationen für jeden Typus eine reproduziert.

Digitized by Google

Typus									
I	22./II.	97	30./XI.	97	1./II.	98	6./II.	98	20./XII.	02
II	16./II.	98	13./I.	99	13./III.	00	21./I.	01	16./I.	02
III	20./XI.	96	4./IV.	98	16./III.	00	5./III.	01	6./III.	01
IV	27./XII.	96	21./IX.	97	5./IV.	99	9./I.	00	27./X.	02
V	26./II.	97	19./III.	97	5./IX.	97	27./III.	99	7./VI.	02
VI	12./XI.	96	6./VII.	99	5./VII.	01	6./VII.	01	6./V.	02
VII	17./IV.	97	15./VII.	98	31./VIII.	98	18./IX.	99	18./IX.	02
VIII	24./VIII.	97	30./IV.	98	12./I.	99	29./VIII.	99	30./XII.	01
IX	20./III.	97	3./II.	98	19./VI.	98	1./III.	99	18./VIII.	99
X	11./IV.	96	24./IX.	96	27./X.	00	7./X.	01	10./XII.	01
XI	6./III.	97	12./V.	97	9./IV.	99	9./IV.	00	5./V.	02
XII	5./II.	98	19./II.	98	20./VIII.	99	1./IV.	00	10./V.	00
XIII	14./IV.	96	18./VII.	97	1./VIII.	97	5./VII.	98	9./VII.	98

Um nun für die 65 Fälle das Wetter in der Umgebung der Alpen festzustellen, war es notwendig, aus dem vorhandenen Beobachtungsmateriale das nötige für eine Reihe von Stationen auszuschreiben. Ein Versuch, gleich von vornherein einzelne Bezirke, die dasselbe Wetter haben sollten, festzulegen, mußte aufgegeben werden. Das Wetter wurde für folgende Talstationen des österreichischen Beobachtungsnetzes festgestellt:

Tirol und Vorarlberg: Bregrenz, Innsbruck, Brixen, Trient, Riva.
Salzburg: Zell am See, Salzburg.
Oberösterreich: Ischl, Kremsmünster, Spital am Pyrhn
Niederösterreich: Zwettl, Wien, Neunkirchen.
Böhmen: Hinterhäuser, Budweis.
Mähren: Znaim.
Steiermark: Mariazell, Neumarkt, Graz, Radkersburg, Rann.
Kärnten: Klagenfurt, Spital an der Drau, Kornat.
Krain: Laibach.
Küstenland: Görz, Triest.

Außerdem wurden auch die Beobachtungen vom Sonnblick und Obir zugezogen. Das für die einzelnen Daten ausgeschriebene Material enthielt: Bewölkung, Niederschlag und Abendtemperatur am Vortage, vom Tage selbst die drei Terminbeobachtungen von Temperatur, Bewölkung und Wind, sowie den Niederschlag, die mittlere Feuchtigkeit und ev. besondere Anmerkungen. Wenn unter den fünf Einzelsituationen eines Typus sich zumindest vier fanden, welche in irgend einem Teile der Wetterbeschreibung einer Station übereinstimmten, wurde dies für den Typus als charakteristisch angesehen. War zum Beispiel unter fünf Fällen an einer Station viermal oder fünfmal Niederschlag gefallen, so wurde derselbe als bei jenem Typus in der Regel vorhanden aufgefaßt. Eine Mittelbildung, wie sie in der Meteorologie sonst vielfach üblich ist, lassen diese Verhältnisse nicht zu. Alle jene Wettererscheinungen, die in den fünf Fällen nur ein-, zwei- oder dreimal auftreten, wurden weggelassen.

Mittels der so beschafften Wetterbeschreibungen wurden für den Vortag und den Tag der Keilsituation selbst Tabellen angefertigt, die die Witterung jeder Station und jedes Typus enthalten (hier weggelassen).

Eigentlich lassen diese Ergebnisse eine Zusammenfassung mehrerer Stationen zur Charakterisierung des Wetters eines größeren Bezirkes nicht zu. Die lokalen Verhältnisse der Orte sind meist so verschieden, daß auch nahegelegene Stationen nicht dieselbe Witterung aufzeichnen. Wenn ich trotzdem versucht habe, einige Grundzüge der Witterung für die verschiedenen Typen im folgenden zusammenzustellen, so geschah es nur der besseren Übersichtlichkeit wegen.

Dieselben lassen sich ungefähr folgendermaßen charakterisieren:

A. Wetter vom Vortage.

Typus I: Trübes Wetter mit sehr verbreiteten Niederschlägen im Norden und Nordosten der Alpenkette und den südöstlichen Teilen unseres Gebietes.

Typus II: Verbreitete Niederschläge in Tirol, Salzburg und Oberösterreich; teilweise bewölktes Wetter im Osten der Alpenkette; kein Niederschlag in Steiermark und den Ländern südlich der Alpen.

Digitized by Google

Typus III: Sehr verbreitete Niederschläge bei trübem Wetter im nordwestlichen und nördlichen Teile unseres Gebietes, verbreitete Niederschläge im nordöstlichen Teile desselben bei teilweiser Bewölkung; in Steiermark und den südlichen Alpenländern fast durchweg kein Niederschlag.

Typus IV: Niederschläge in Tirol und vielfach im östlichen Teile unseres Gebietes; die südlichen Länder vorwiegend niederschlagsfrei.

Typus V: Sehr verbreitete Niederschläge im ganzen nördlichen Teile unseres Gebietes; schwache Bewölkung unmittelbar südlich der Alpenkette, im westlichen Teile ohne Niederschlag; heiter ohne Niederschlag im äußersten Süden und Südosten unseres Bezirkes.

Typus VI: Sehr verbreitete Niederschläge im nordwestlichen und südlichen Teile unseres Gebietes; häufige Niederschläge in Nordsteiermark und Ostkärnten.

Typus VII: Sehr verbreitete Niederschläge im Norden und Osten unseres Gebietes.

Typus VIII: Sehr verbreitete Niederschläge im nördlichen und mit Ausnahme des Ostens auch meist im südlichen Teile unseres Bezirkes.

Typus IX: Im östlichen und südlichen Teile unseres Gebietes fast durchweg veränderliches Wetter.

Typus X: Ziemlich allgemeine Niederschläge in den nordwestlichen und nördlichen Ländern, die südlichen Teile meist niederschlagsfrei.

Typus XI: Im ganzen Gebiete fast durchweg trübes Wetter mit Niederschlägen.

Typus XII: In den nordwestlichen und nördlichen Ländern durchweg Niederschläge; der Osten sowie die südwestlichen und südlichen Teile meist niederschlagsfrei.

Typus XIII: Sehr ausgebreitete Niederschläge bei trübem Wetter in den nördlichen und östlichen Teilen unseres Gebietes.

B. Wetter vom Tage selbst.

Typus I: Im nordwestlichen Teile unseres Gebietes trüb mit vielfachen Niederschlägen; die Steiermark und die südlichen Alpenländer fast vollständig niederschlagsfrei; sehr häufig abnehmende Temperatur.

Typus II: Trübes Wetter mit Niederschlägen im ganzen nördlichen Teile unseres Gebietes; zunehmende Temperatur im Nordosten und auch häufig in den südlichen Gebieten; der südlichste Strich unseres Bezirkes fast ganz frei von Niederschlag; in Oberösterreich und Salzburg stürmische Winde.

Typus III: In den nördlichen Ländern häufig Temperaturzunahme; die Steiermark und die südwestlichen Teile unseres Gebietes niederschlagsfrei.

Typus IV: Niederschläge fast durchweg in Oberösterreich und Salzburg; die südwestlichen Länder niederschlagsfrei; sehr häufig abnehmende Temperatur.

Typus V: Die südlichen Teile unseres Bezirkes fast durchweg niederschlagsfrei.

Typus VI: Ausgebreitete Niederschläge in dem nördlichen und nordöstlichen Teile unseres Gebietes; die südlicheren Länder teilweise bewölkt.

Typus VII: In den nördlichen Gebieten sehr häufig, in den südlichen fast überall kein Niederschlag; in den ersteren meist zunehmende Temperatur.

Typus VIII: In der Steiermark abnehmende Temperatur; in dem südlichen Teile unseres Gebietes teilweise bewölkt.

Typus IX: Sehr verbreitete Niederschläge in dem nördlichen Teile unseres Bezirkes; die Steiermark sowie Südtirol niederschlagsfrei.

Typus X: Sehr verbreitete Niederschläge bei abnehmender Temperatur in den nördlichen Ländern unseres Gebietes; auch im Süden meist Temperaturabnahme; im östlichen Teile abends Ausheiterung.

Typus XI: Trübes Wetter mit sehr verbreiteten Niederschlägen in den nördlichen und nordöstlichen Teilen unseres Bezirkes; in Böhmen, Mähren und Niederösterreich abnehmende Temperatur; verbreitete Niederschläge im Südosten unseres Gebietes; in Südtirol abends Ausheiterung.

Typus XII: In Nordtirol und dem Westen von Salzburg Niederschläge; im nördlichen und nordöstlichen Teile unseres Gebietes abnehmende Temperatur; die südwestlichen Alpenländer bei teilweiser Bewölkung niederschlagsfrei.

Digitized by Google

Typus XIII: Verbreitete Niederschläge im Norden und Osten unseres Gebietes; die südwestlichen Alpenländer niederschlagsfrei.

Fehlende Angaben für einen Teil des untersuchten Gebietes sind ein Anzeichen für den Mangel der Regelmäßigkeit im Wetter daselbst. Man wird in diesen Fällen mit ziemlicher Gewißheit entweder von Zeit zu Zeit oder von Ort zu Ort veränderliches Wetter annehmen können.

Was die Höhenstationen betrifft, so hat der Sonnblick im allgemeinen bei den Keilsituationen schlechtes niederschlagsreiches und nebliges, oft auch stürmisches Wetter, während manche Typen auf dem Obir nur teilweise bewölktes Wettes ohne Niederschlag hervorrufen.

Wie aus dem Gesagten hervorgeht, ist die Regelmäßigkeit des Wetters vom Vortage kaum geringer als die vom Tage selbst, an welchem der Typus vorgelegen hatte, und zwar, obwohl auf die Drucksituationen der Vortage bei der Zusammenstellung der Witterung keine Rücksicht genommen wurde. Vergleicht man nun die Situationen der Tage miteinander, welche jenen mit den ausgewählten 65 Situationen vorausgegangen waren, so findet man zwar keine sehr ausgeprägte Übereinstimmung; doch lassen sich einige wesentliche Grundzüge ihrer Gemeinsamkeit erkennen; dieselben sind im folgenden angeführt.

Situation der Vortage.

Vortag von Typus I: Ziemlich tiefer Druck im Norden bis Nordosten der Alpen, hoher Druck im Westen, starkes Gefälle.

Vortag von Typus II: Tiefer Druck im Norden, hoher Druck im Nordwesten bis Südwesten.

Vortag von Typus III: Sehr ähnlich dem Typus III selbst.

Vortag von Typus IV: Meist tiefer Druck im Norden und Süden, zuweilen auch in der Mitte.

Vortag von Typus V: Hoher Druck im westlichen bis südwestlichen Teil von Europa, tiefer Druck im Nordwesten bis Norden.

Vortag von Typus VI: Hoch im Westen von Europa; der tiefe Druck liegt verschieden, im Nordwesten bis Südosten Europas, auch in der Mitte.

Vortag von Typus VII: Hoher Druck im Westen bis Südwesten, tiefer Druck im Norden und Süden bis Südosten.

Vortag von Typus VIII: Tiefer Druck im Nordwesten, hoher Druck im Süden bis Südwesten Europas.

Vortag von Typus IX: Tiefer Druck im Norden bis Nordosten, hoher Druck im Nordwesten bis Westen.

Vortag von Typus X: Tiefer Druck im Norden bis Nordwesten, hoher Druck im Süden bis Westen.

Vortag von Typus XI: Tiefer Druck meist in Mitteleuropa mit Nordeuropa, zuweilen auch in Nordwest- und Südosteuropa zugleich.

Vortag von Typus XII: Tiefer Druck im Norden bis Osten der Alpen, hoher Druck meist im Südwesten über Westen nach Nordwesten.

Vortag von Typus XIII: Hoher Druck meist im Nordwesten oder auch im Westen, meist ziemlich von Nord nach Süd laufende Isobaren, tiefer Druck im Osten oder Südosten bis Nordosten.

Auch hier wäre wohl ein Eingehen auf die Temperaturverhältnisse, auf die Druckverteilung in höheren Lagen der Atmosphäre usw. nötig, um die oft sehr verschiedene Änderung der Situation des einen Tages zum nächsten zu erklären.

Die den Typensituationen am nächsten Tage folgenden Druckverteilungen haben miteinander, wenngleich sie auf sehr ähnliche Situationen eines Typus folgen, meist nur sehr entfernte Ähnlichkeit. Die Bewegung der ganzen Druckverteilung von Westen gegen Osten ist vielleicht neben der Bewegung der Minima hauptsächlich zu bemerken. Viele Nachtage gehören noch den Keilsituationen, doch meist nicht mehr demselben Typus an.

Digitized by Google

Es kommt sehr häufig vor, daß einzelne Stationen an verschiedenen Tagen, obwohl die Wetterkarten fast dieselbe Druckverteilung anzeigen, doch nicht dieselbe Witterung aufzeichnen. Sieht man sich zum Beispiel die fünf Situationen des Typus I an vom 22./II. 1897, 30./XI. 97, 1./II. 98, 6./II. 98 und 20./XII. 02, so findet man für den Norden der Alpen nur sehr geringe Unterschiede in der Lage der Isobaren. Trotzdem beobachtet die Station Bregenz an den zwei ersten Daten keinen Niederschlag, an den drei letzten aber wohl. Es ist hier nicht der Ort, um auf die Ursachen dieses Umstandes näher einzugehen; nur eine Begleiterscheinung desselben soll noch besprochen werden. Werden nämlich die Luftdruckunterschiede von Bregenz und Sonnblick für diese Tage gebildet, so zeigt sich diese Differenz bei Regen in Bregenz ein wenig größer als sonst; dieselbe Abweichung wurde auch für die Fälle des Typus XI, bei welchen in Salzburg dreimal Niederschlag, zweimal keiner gefallen war, konstatiert. Diese Abweichung war aber so klein und auf so wenige Fälle basiert, daß sich daraus keine weiteren Schlüsse ziehen ließen. Ist doch der Einfluß der Temperatur der Luftsäule so bedeutend, daß für unsere Höhendifferenz 1° Temperaturzunahme die Druckdifferenz um etwa 0.7 mm verkleinert. Es wurden daher drei Stationen näher auf diese Verhältnisse untersucht.

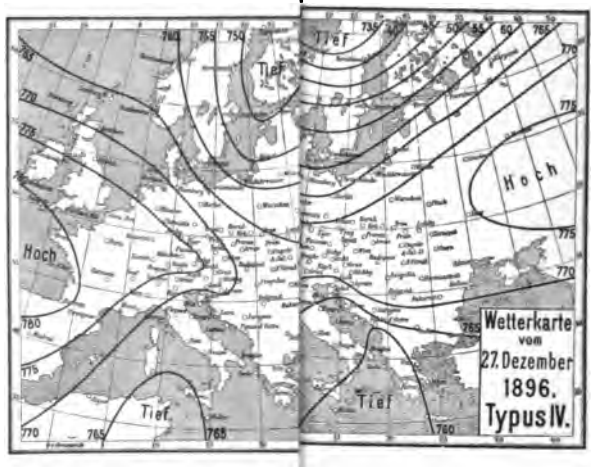
Zunächst wurden die Tage des Jahres 1902 ausgewählt, an welchen in Ischl (dessen Beobachtungen verläßlicher sind als die von Salzburg) ein Niederschlag von mindestens 10 mm gefallen war, jedoch nur dann berücksichtigt, wenn am Tage vor oder nach jenen niederschlagsreichen entweder kein Niederschlag oder höchstens einer von 1 mm Höhe gemessen wurde. Für diese niederschlagsarmen und die vorausgehenden oder nachfolgenden niederschlagsreichen Tage wurden die Differenzen aus den Tagesmitteln des Luftdruckes von Ischl und Sonnblick gebildet.

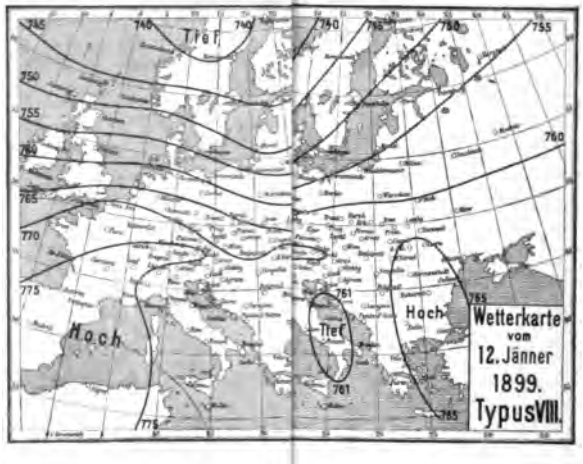
Das Mittel dieser Druckdifferenzen an niederschlagsarmen Tagen betrug 201.1 mm, dasselbe für die Tage mit Niederschlag 199.3 mm. In die Mittelbildung wurden stets nur Paare von Tagen für beide Arten aufgenommen, so daß die Einflüsse bestimmter Temperaturverteilungen, wie sie bei einer Wetterperiode auftreten mögen, ziemlich eliminiert sind. Bei Niederschlag ist daher die Differenz um 1.8 mm geringer als an niederschlagsfreien Tagen. Dies stimmt mit den anfangs gefundenen Einzelwerten allerdings nicht überein. Der vertikale Gradient, welcher den aufsteigenden Luftstrom erzeugt, würde gerade das umgekehrte ergeben; der Druck müßte oben tiefer als sonst, die Druckdifferenz also größer sein. Ein zweiter Druckunterschied, der ebenso untersucht wurde, betraf Laibach—Obir. Hier betrug derselbe im Mittel bei Niederschlag 139.7, ohne Niederschlag 140.6 mm, die Differenz also 0.9 mm in derselben Richtung wie oben. Um den Widerspruch dieser Erscheinung mit der Theorie vom vertikalen Luftstrom aufzuklären, wurden mittels der bekannten Höhenunterschiede der Stationen und der gemessenen Temperaturen von oben und unten die Luftdruckwerte für die Höhenstationen aus jenen der Talstationen für alle Tage, die untersucht worden waren, einzeln berechnet. Auf diese Weise (mit Annahme einer mittleren Temperatur der Luftschicht für die barometrische Höhenformel) wurden aber die Druckwerte vom Sonnblick bei Niederschlag noch höher gefunden gegen jene ohne Niederschlag, als sie vorher gemessen waren. Da die barometrische Höhenformel auf den vertikalen Gradienten keine Rücksicht nimmt, so ist die verhältnismäßige Erhöhung des Luftdruckes oben bei Niederschlag der Temperatur der Luftschicht zuzuschreiben, welche bei Niederschlag im allgemeinen höher ist als am Tage ohne Niederschlag vor- oder nachher. Die Differenz von beobachtetem und berechnetem Luftdruck für den Sonnblick betrug bei Niederschlag im Mittel — 0.75 mm, wenn kein Niederschlag verzeichnet wurde — 0.33 mm; daß sie im letzteren Falle nicht Null ist, ist jedenfalls auf die ungenaue Bestimmung der mittleren Temperatur der Luftsäule zurückzuführen; diese beeinflußt natürlich auch den ersteren Wert. Doch können wir die Differenz der beiden wohl auf Rechnung des vertikalen Luftstromes setzen; sie beträgt — 0.42 mm, stimmt also im Vorzeichen mit dem theoretischen Werte überein und auch die Größe ist nicht unwahrscheinlich. Der Druck ist bei aufsteigendem Strom oben um 0.42 mm kleiner als sonst.

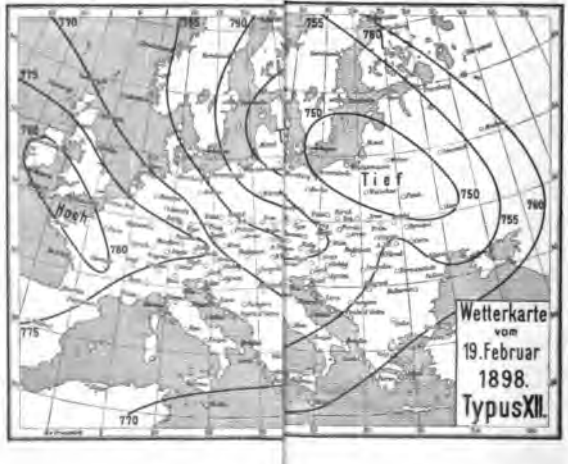
Eine ähnliche Berechnung wurde für Laibach—Obir durchgeführt. Hier ergab sich aber die Differenz von beobachtetem und berechnetem Druck zu — 0.44 mm ohne Niederschlag, zu — 0.34 bei Niederschlag. Der Ausgleich der Differenzen zwischen oben und unten in den beiden Fällen des Wetters durch die Temperatur ist auch hier vorhanden;

Digitized by Google

Digitized by Google







Digitized by Google

die letztere ist bei Niederschlag im Mittel höher als sonst. Doch der vertikale Gradient geht aus der Rechnung nicht hervor, im Gegenteil: es würde sich eine Vergrößerung des Druckes oben um 0.1 mm bei Niederschlag ergeben.

Ich möchte auf dieses Ergebnis, das zudem so klein ist, kein großes Gewicht legen, weil die Stationen Laibach und Obir zwar nicht weiter voneinander liegen als Ischl und Sonnblick, aber doch schon sehr verschiedenen Witterungsbezirken angehören: Obir eben südlich der Alpenkette und Laibach schon im Gebiete des Karstes. Ich habe aus diesem Grunde die Rechnung noch für die Stationen Liescha und Obir ausgeführt. Liescha liegt östlich dieses Berges noch in den Ausläufern der Kärntner Gebirge, etwas näher an demselben als Laibach.

Wenn in Liescha Niederschlag über 10 mm gefallen war, so ergab sich im Mittel die Differenz von beobachtetem und berechnetem Luftdruck des Obir zu — 0.18, wenn kein Niederschlag, zu — 0.02 mm. Auf den vertikalen Gradienten entfielen also hier 0.16 mm, um welche der Luftdruck bei aufsteigendem Strom am Obir geringer ist als sonst, was im Vorzeichen mit der Theorie übereinstimmt.

Die Differenz des Druckes von Liescha und Obir betrug bei Niederschlag im Mittel 119.1, ohne Niederschlag 119.2.

Es erscheint also hier bei Niederschlag die Temperatur der Luftsäule nur ganz unbedeutend höher als sonst. Es ist nicht zu vergessen, daß die Erwärmung der Luft durch Sonnenstrahlung an niederschlagsfreien Tagen mitunter sehr große Werte erreichen kann, die hier nicht berücksichtigt worden sind. Es hängt von der Lage der Station bezüglich der Erhaltung einer Witterungsart ab, ob diese Strahlung bei unserer Betrachtungsweise eine große Rolle zu spielen vermag.

Die Größe des vertikalen Gradienten wurde nur nebenbei berührt. Das Hauptgewicht möge darauf gelegt werden, daß die Luftsäule über einer Station, an der Niederschlag fällt, im allgemeinen etwas wärmer zu sein scheint als am Tage vor- oder nachher, wenn derselbe niederschlagsfrei ist. Es spricht sich diese Erscheinung in verhältnismäßig hohem Druck auf der Höhenstation aus. Die Ursache davon ist wohl in der Kondensation des Wasserdampfes zu Wasser zu suchen, welche die Verdampfungswärme der umgebenden Luft zuführt. Natürlich kann ein bestimmtes Luftquantum durch Kondensation nicht wärmer werden. Aber die Abnahme der Temperatur nach der Höhe wird infolge derselben verkleinert, und durch die stets neue Zufuhr von Luft an der Erdoberfläche bei aufsteigendem Luftstrom steigt bei den Vorgängen der Kondensation die mittlere Temperatur der Luftsäule. Die Kondensationswärme, welche bei einer Regenmenge von 100 mm Höhe frei wird, würde zum Beispiel genügen, um die Luftsäule über der vom Niederschlag heimgesuchten Fläche um 2 bis 3° C zu erwärmen.

Ein näheres Eingehen auf diese Verhältnisse war hier nicht beabsichtigt.

Es möge gestattet sein, einige andere Wettersituationen, wie sie sich aus der unbegrenzten Abstufung und Mannigfaltigkeit der auftretenden Druckverteilungen ausscheiden und definieren lassen dürften, hier anzuführen. Die Aufgabe, deren Ausführung hier begonnen wurde, ist eine sehr umfangreiche und würde mehreren Personen auf Jahre hinaus Arbeit geben. So ließen sich zum Beispiel einer ähnlichen Behandlung jene Situationen unterziehen, bei welchen sich ein Keil hohen Druckes im Süden der Alpen gegen Westen vorschiebt, oder Situtationen mit Isobaren, die in Mitteleuropa von Westen nach Osten verlaufen, wobei der hohe Druck im Norden, der tiefe im Süden oder umgekehrt liegt. Von Interesse wäre noch die Druckverteilung mit einem tiefen Minimum im Nordwesten von Europa, wenn die Isobaren ziemlich parallel von SW nach NE ziehen; diese Situation geht häufig den hier behandelten Keilsituationen voraus.

Digitized by Google

Staubfall — Gelber Schnee. Gestern, den 22. März d. J., abends, trat bei uns neuerlich starker Schneefall ein, der die Nacht über und heute andauerte.

Im Laufe des heutigen Tages fiel gelber Schnee, auf den wiederum weißer Schnee fiel. Um etwa $^1/_2$2 Uhr nachmittags Donnerrollen.

Als mein Hund in den Schnee hinauslief, wurden die tieferen gelben Teile des Schnees aufgewühlt.

Meiner Auffassung nach brachte ein hochgehender südlicher Luftstrom Wüstenstaub über die uns benachbarten Kalkalpen, wie das schon vor einigen Jahren der Fall war.

23. März 1906. Dr. Josef Stiglleithner,
Gutsbesitzer bei Velden am Wörthersee.

Bringe hiermit zur Anzeige, daß bei dem Schneefall, vom 22. auf den 23. in der Nacht, heute früh eine Schicht von 8 bis 10 cm Höhe von brauner Farbe beobachtet wurde.

Raibl, 23. März 1906. A. Vončina.

Aus Velden am Wörthersee wird ferner berichtet: Am Freitag (den 23. März) hatten wir den ganzen Tag ein heftiges Schneegestöber. Vormittags war das Landschaftsbild eine Weile ganz rot, denn Schneeflocken von rotbrauner Farbe fielen zur Erde nieder und stellten eine mehr als 3 cm hohe Schneeschicht von solcher Färbung her. Am Nachmittag gesellte sich zum Schneetreiben unter Blitz und Donner ein Gewitter hinzu, wobei auch ein kurzes Erdbeben wahrgenommen wurde.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das erste Quartal 1906.

Tag	Januar	Februar	März	Tag	Januar	Februar	März
1.	—	66	—	17.	23	25	46
2.	—	37	47	18.	7	31	58
3.	—	—	22	19.	7	40	—
4.	20	30	11	20.	14	26	—
5.	23	26	9	21.	47	51	145
6.	—	—	27	22.	52	61	—
7.	39	—	23	23.	79	—	—
8.	29	9	33	24.	86	47	—
9.	35	19	51	25.	88	49	134
10.	30	17	52	26.	—	—	115
11.	30	11	47	27.	100	29	113
12.	—	11	34	28.	—	43	92
13.	49	—	32	29.	61	—	70
14.	47	—	—	30.	—	—	87
15.	37	13	—	31.	35	—	87
16.	37	13	46				

Mittel: Januar 42.4 Februar 31.1 März 60.0.

Zürich, 31. März 1906. A. Wolfer.

Aufstiege in der Atmosphäre mittels gefesselten Registrierballons. Bei den regelmäßig an den internationalen Termintagen durchgeführten Sondierungen der freien Atmosphäre mit Hilfe frei fliegender Sondierballons arbeitet die Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt des öfteren unter recht ungünstigen Bedingungen. Herrschen nämlich im Alpenlande vorwiegend nördliche Luftströmungen vor, so werden die Ballons meist schon 40 km südlich vom Aufstiegsort Zürich in unwirtliche Gebirgsgegenden getrieben; Instrumente und die wertvollen Aufzeichnungen sind dann unwiderruflich verloren. Um diese bei nördlichen bis nordwestlichen Winden unvermeidlichen Verluste möglichst auf ein Minimum zu reduzieren, sind schon gegen Ende des Jahres 1904 bezügliche Versuche eingeleitet worden, um unsere Registrierballons (die gewöhnlichen Assmannschen Gummiballons) mittels Winde an geeignetem Stahldrahtkabel emporzulassen. Die Methode ist auch im Jahre 1905 in einzelnen Fällen, wo bei freier Fahrt ein Verlust der Instrumente in unbegangenen Gebirgsgegenden und auf Gletschern zu befürchten war, weiter erprobt worden; ebenso hat sie sich trefflich bewährt bei typischen interessanten Witterungssituationen ohne stärkere Windbewegung, wo es sich darum handelte, möglichst rasch auf einfache Weise, neben den Aufzeichnungen unserer Bergstationen, meteorologische Daten aus den unteren Schichten der Atmosphäre bis zur Höhe von 3000 bis 4000 m zu erhalten.

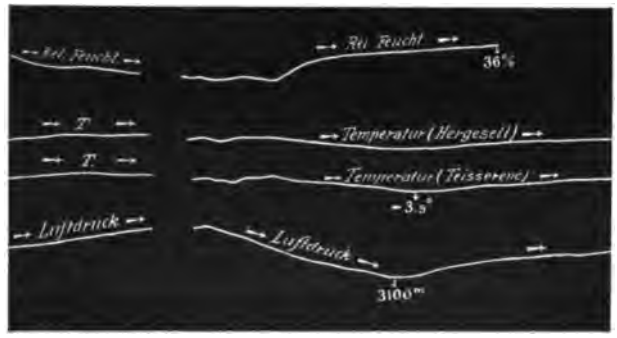
Über Aufstiege mit kleineren Fesselballons (von einem Motorboote aus) hat bereits Herr Hergesell im 1. Heft der „Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre“ wertvolle

Digitized by Google

Versuche veröffentlicht. Mit den sehr bescheidenen Mitteln unseres Instituts war leider die Hergesellsche Methode, die zahlreichere Hilfskräfte und umfangreicheres technisches Material erfordert, nicht verwendbar. Die von Herrn Hergesell in Benutzung genommenen Kugelballons hatten durchweg eine Größe von 15 cbm; ihr Gewicht betrug 7 kg, so daß bei einer Wasserstoffüllung von 12 m³ ein freier Auftrieb von 5 kg übrig blieb, mehr als genug, um das Instrument und noch 800 m Kabel von 0.7 mm Stärke zu tragen. Waren die 800 m Draht mittels der Drachenwinde abgelassen, so wurde ein neuer, etwas mehr gefüllter Ballon an das Kabel befestigt und wiederum so viel Draht ausgegeben, als der Auftrieb und das Gewicht des Kabels es erlaubte; hierauf befestigte man abermals einen neuen Ballon, gab wiederum die nötige Kabellänge aus, und so fort, bis die gewünschte Höhe annähernd erreicht war. „Ich habe mit den Kugelballons", sagt Herr Hergesell, „mit Wind bis zu 4—5 m/sec gearbeitet und stets gefunden, das dieselben wenig herabgedrückt wurden."

Die von uns praktizierte Methode der Fesselballon-Aufstiege ist noch einfacher wie die Hergesellsche und da sie sich wiederholt recht zufriedenstellend bewährt hat, wird sie vielleicht gelegentlich da oder dort von einem Kollegen des Versuches für wert befunden werden. Wir arbeiten mit gewöhnlichen Gummiballons der Continental Cie., von 1500 bzw. 1800 mm Durchmesser, und benutzen eine einfache Handwinde, auf deren Trommel von 0.45 m Durchmesser 6000 m des bekannten Klaviersaitendrahtes der Firma Felten u. Guillaume aufgerollt sind. Letztere Firma liefert uns einen vorzüglichen Draht von nur 0.4 mm Stärke bei 30 kg absoluter Bruchfestigkeit und kaum 1000 g Gewicht per laufenden Kilometer. Wir heben nun entweder mittels zweier starkgefüllten, zusammengekoppelten Ballons (1500 bzw. 1800 mm Durchmesser, freier Auftrieb total 4.5 bis 6.0 kg) 4 km Kabeldraht in die Atmosphäre empor und lassen an einer zweiten Drahtschleife den mit Bosch-Hergesells Registrierinstrument versehenen dritten Gummiballon an dem gespannten Kabeldraht hinaufgleiten, oder aber wir lassen durch zwei ebenfalls stark gefüllte 1500- bzw. 1800-mm-Ballons samt angehängtem Instrument den Draht frei und rasch abrollen bis zur gewünschten Höhe von 3000 bis 4000 m. Die Leichtigkeit der Trommel[1]) und das sehr geringe Drahtgewicht ermöglichen (mit ein bis zwei Mann) ein erstaunlich rasches Arbeiten.

Fig. 1.



Fesselballonaufstieg vom 4. April 1905.
Reproduktion der Originalregistrierung vom Baro-Thermo-Hygrograph Bosch. (Rohrthermometer Hergesell und Bimetallthermometer Teisserenc). Maßstab 1:3.

Zur sicheren Fesselung der Gummiballons verwenden wir die gewöhnlichen Fallschirme aus dünnem Mousselinstoff, deren 8 Halteschnüre unten zum Knoten zusammengeschürzt und mittels Karabinerhaken an die Kabelöse befestigt werden.

Unsere ersten Versuche datieren vom November bis Dezember 1904; am 1. Dezember wurden damals zwei gekoppelte Fessel-Sondierballons emporgesandt, und zwar schon beim allerersten Versuche mit dem leichten Drahtkabel bis zur Höhe von 2000 m. Nachher sind dann die Aufstiege des öfteren wiederholt worden, stets mit gutem Erfolg und jedenfalls bedeutend müheloser, als sie unter den obwaltenden Umständen mit Drachen oder Drachenballons hätten ausgeführt werden können. Wir geben oben als Beispiel die Resultate des Aufstieges vom 4. April 1905 (Fig. 1), bei dem ein 1500 mm-Gummiballon mit einem solchen von 1800 mm Durchmesser zusammengekoppelt war; der freie Zug (samt Instrument) betrug 4.5 kg. Um $8^h\,15^m$ (Wind schwach Nord, 1 bis 2 m per Sekunde), bei sehr interessanter, typischer Witterungssituation, wurde der Draht abgerollt; $8^h\,35^m$ hatten die Ballons bereits ihren

[1]) Eine gewöhnliche Transmissionsscheibe leichterer Sorte, beiderseitig mit Eichenholzbacken versehen.

Digitized by Google

höchsten Punkt der Bahn von 3200 m erreicht; unmittelbar darauf wurden dieselben bis $9^h\,11^m$ wieder glatt heruntergehaspelt. Das ganze Experiment hatte 56 Minuten gedauert. Dabei war die Vertikalgeschwindigkeit beim Aufstieg durchaus genügend gewesen, um jede schädliche Strahlungswirkung zu eliminieren; erstere betrug bis nahe zum höchsten Punkte zwischen 2.9 und 2.0 m per Sekunde. Unsere Bergstation Säntis (2500 m) registrierte während der Zeit von 8 bis 9^h morgens eine zeitweilige südwestliche Windgeschwindigkeit von 15 bis 17 km per Stunde, im Mittel 4 bis 5 m per Sekunde.

Die ganze Einrichtung, einschließlich Drahtrolle mit den 6000 m Klaviersaitendraht (in einer Länge), hat uns im ganzen eine Auslage von 120 M. verursacht.

Fesselballonaufstieg vom 4. April 1905, morgens $8^h\,15^m$ bis $9^h\,11^m$, in Zürich.

Zeit	0^m	2^m	$3^m\,10^s$	4^m	$4^m\,40^s$	6^m	8^m	10^m	12^m	14^m	16^m	18^m
Höhe	498	810	1000	1130	1250	1480	1800	2150	2380	2600	2880	3100 m
Luftdruck	720	693	—	666	—	638	613	587	570	554	536	520
Temperatur	3.2	0.4	3.2	3.2	3.0	3.5	1.6	0.4	—0.8	—1.6	—2.8	—3.9°
Rel. Feucht.	84	92	—	81	—	84	84	54	47	42	38	36 Proz.

Bei $2^m\,0^s$ beginnt eine Inversion und von $3^m\,10^s$ an (1000 m) verläuft die Temperatur isotherm bis zur Höhe von 1840 m, von da ab beginnt die Temperatur langsam zu fallen, von $8^m\,0^s$ bedeutend rasches Abnehmen der relativen Feuchtigkeit. 8^h a. m.: Rigi (1800 m), 1.3°, 614 mm, 81 Proz. und W_1; Pilatus (2070 m) —0.6°, 593 mm, 90 Proz., S_{0-1}; Säntis (2500 m) —5.4°, 562 mm, 88 Proz., SW_{1-2}. Die freie Atmosphäre zwischen Pilatus und Säntis ist merklich wärmer wie die des Gebirges.

Zürich, Met. C. A. J. Maurer.

B. Walter: Über das Nachleuchten der Luft bei Blitzschlägen[1]. Vor einiger Zeit hat Herr Em. Touchet[2]) die Ansicht ausgesprochen, daß das schwächere Nachleuchten, welches häufig im Anschluß an die Hauptentladung eines Blitzschlages in der Bahnlinie desselben auftritt, als ein Nachglühen der in Frage kommenden Luftteilchen aufzufassen sei. Dem gegenüber neigt Herr K. E. F. Schmidt[3]) in einer kürzlich veröffentlichten Abhandlung über die Leuchtdauer der Blitze der Ansicht zu, daß wir es bei der in Rede stehenden Erscheinung mit einem phosphoreszenzartigen Nachleuchten der Luftteilchen zu tun haben.

Nach meinem Dafürhalten ist jedoch das Phänomen weder auf die eine noch auf die andere Weise zu erklären, sondern es wird vielmehr das fragliche Nachleuchten in allen Fällen durch ein wirkliches Nachströmen von Elektrizität in die durch die Hauptentladung gebildete Blitzbahn veranlaßt, wie ich denn auch diese Erscheinung in meiner ausführlichen Abhandlung „Über die Entstehungsweise des Blitzes“[4]) ausdrücklich als „Nachentladung“ bezeichnet und auch mehrfach ausführlich als solche erörtert habe. Da nun aber die fragliche Erscheinung besonders für die Theorie der Entstehung und des Abflusses der Wolkenelektrizität nach dieser letzteren Auffassung offenbar ein erheblich größeres Interesse gewinnt als nach den beiden zuerst erwähnten Erklärungen, so dürfte es gerechtfertigt sein, wenn ich hier jene Anschauungen zu widerlegen, die meinige aber nach Möglichkeit zu stützen suche.

In ersterer Beziehung habe ich nun zunächst darauf hinzuweisen, daß sich bei meinen überaus zahlreichen photographisch-analytischen Aufnahmen künstlicher Induktionsfunken niemals ein Anzeichen dafür ergeben hat, daß dabei ein solches Nachglühen oder phosphoreszenzartiges Nachleuchten der Luft stattfindet, obgleich ich oftmals sehr starke Entladungen großer Leidener Batterien aus allernächster Nähe mit einem sehr lichtstarken Objektiv und auf sehr schnell bewegter photographischer Platte analysiert habe. Im übrigen müßte aber auch ein solches Nachleuchten der Luft in der Bahn eines elektrischen Funkens offenbar die Beobachtung und photographische Wiedergabe der darin stattfindenden, oft so außerordentlich kurzdauernden elektrischen Schwingungen gerade unmöglich machen, während doch schon Feddersen gezeigt hat, daß man einen solchen Vorgang auf diese Weise selbst bis zu einer milliontel Sekunde Schwingungsdauer hinab sehr deutlich zur Darstellung bringen

[1]) Annalen der Physik (4) **18**, 863—866, 1905.
[2]) Em. Touchet, Compt. rend. **140**, 1031, 1905.
[3]) K. E. F. Schmidt, Elektrotechn. Zeitschr. **26**, 903, 1905.
[4]) B. Walter, Jahrbuch der Hamb. wiss. Anst. **20** (3), 1, 1903.

Digitized by Google

kann[1]). Ein eventuelles Nachglühen oder Phosphoreszieren der Luft müßte demnach in diesen Fällen schon in weniger als einer milliontel Sekunde erloschen sein.

Man kann nun freilich sagen, daß es sich bei Blitzschlägen um ganz außerordentlich viel stärkere Ströme und demnach auch um eine entsprechend stärkere Erregung der Luft handelt als bei den künstlichen Funken; daß jedoch auch in der Blitzbahn kein Nachglühen oder Phosphoreszieren der Luftteilchen stattfindet, ergibt sich meines Erachtens zunächst schon daraus, daß das Nachleuchten hier durchaus nicht, wie man es doch nach diesen Auffassungen erwarten müßte, um so stärker auftritt und von um so längerer Dauer ist, je stärker der ihm voraufgegangene Hauptschlag selbst war. Als ein in dieser Beziehung besonders überzeugendes Beispiel sei hier eine meiner mit durch Uhrwerk bewegter Kamera erhaltenen Blitzaufnahmen reproduziert[2]), welche zwei nahezu in demselben Augenblicke niedergegangene, also auf derselben Platte und mit derselben Objektivöffnung aufgenommene Blitzschläge zeigt, von denen der rechte, so sehr viel stärkere gar kein, der schwächere linke dagegen ein relativ sehr starkes und relativ auch sehr lange — etwa 0.15 Sekunden — anhaltendes Nachleuchten zeigt.

Weiter steht aber auch die ganze Art des Verlaufes dieses Nachleuchtens mit den beiden, von Herrn Touchet bzw. Herrn Schmidt vertretenen Auffassungen im Widerspruch; denn sowohl bei einem Nachglühen wie auch bei einem phosphoreszenzartigen Nachleuchten der Luft müßte offenbar die Erscheinung stets vom Augenblicke der Hauptentladung an mit der Zeit ganz allmählich abklingen und dürfte nicht, wie es hier der Fall ist, ein mehrfaches Auf- und Abwogen der Intensität, geschweige denn das momentane Aufflackern — 0.094 Sekunden nach dem Anfangsschlage — sowie die sich unmittelbar daran anschließende, zeitweilige Unterbrechung der Erscheinung zeigen.

Über den stärkeren Blitz dieser Aufnahme sei hier nur soviel gesagt, daß er zwar zum Teil über den Rand der Platte hinweggefallen ist, daß aber auch er dennoch die Entstehungsweise des Blitzes, wie ich sie an der Hand anderer Aufnahmen in Bd. 10 dieser Annalen ausführlich beschrieben habe, vollkommen deutlich zeigt. Übrigens stellt auch Fig. 1 das zweite Blitzpaar dar, das a. a. O. auf S. 404 unten erwähnt wurde.

Als letzten, meines Erachtens aber wichtigsten und lehrreichsten Beweis gegen die Unrichtigkeit der hier zu widerlegenden Erklärungen der in Rede stehenden Erscheinung habe ich sodann noch eine besonders deutlich[3]) zutage tretende Tatsache anzuführen, d. i. daß das fragliche Nachleuchten oft gar nicht im unmittelbaren Anschluß an die Hauptentladung, sondern erst nach einer kleinen Pause eintritt, die in unserem Falle 0.014 Sekunden gewährt hat.

Die Erscheinung zeigt sich am deutlichsten an denjenigen Teilen der Blitzbahn, welche möglichst vertikal verlaufen, da bei längerem horizontalen Verlauf dieser Bahn sich auf der ebenfalls in horizontaler Bewegung befindlichen photographischen Platte natürlich stets die Bilder einer größeren Zahl leuchtender Punkte überdeckt haben. Auf diese letztere Ursache sind übrigens auch die vielen horizontalen hellen Linien in der Nachentladung dieser Aufnahme zurückzuführen, die demnach nicht etwa durch lokale Anschwellungen der Leuchtstärke zu erklären sind.

Eine solche Pause ist nun nach den erwähnten Auffassungen natürlich nicht zu verstehen, nach der meinigen dagegen offenbar so zu erklären, daß die Ladung der Gewitterwolke durch die Hauptentladung selbst so stark erschöpft wurde, daß die Nachentladung erst einige Augenblicke später eintreten konnte.

Auch bei dem a. a. O. (in den Annalen der Physik in den Fig. 1 und 2 der Tafel) abgebildeten Blitzschlag zeigt sich im Anschluß an die zur Erde gehende Hauptentladung desselben deutlich eine solche Erschöpfungspause; und endlich kann man dieselbe auch sogar noch besonders deutlich an dem schwachen Nebenblitze auf der linken Seite der Fig. 3 daselbst erkennen. In diesem Falle hat allerdings jene Pause nur ungefähr 0.07 Sekunden, d. h. also nur halb so lange gedauert als bei der Entladung der jetzigen Fig. 2. Die Kenntnis dieser Zeiträume ist jedenfalls für das Verständnis der Art der Neubildung und der Fortleitung der Elektrizität in der Gewitterwolke von ziemlicher Bedeutung. Was aber

---

[1]) Rein photographische Reproduktionen derartiger Aufnahmen findet man in meiner in der Boltzmann-Festschrift. S. 647, 1904, erschienenen Abhandlung.

[2]) Siehe Fig. 1, Tafel VII des Originals.

[3]) Fig. 2, Tafel VII des Originals.

Digitized by Google

endlich den Grund der Tatsache angeht, daß sehr starke Blitze oftmals keine, viel schwächere dagegen eine verhältnismäßig langandauernde Nachentladung zeigen, so ist derselbe nach meinem Dafürhalten in der Hauptsache darin zu suchen, daß im ersteren Falle die elektrische Kapazität der Wolke eine größere war als im letzteren. Es bestehen nämlich auch die Entladungen eines nicht zu großen Induktionsapparates bei passender Einregulierung des primären Stromes in der Regel aus einem stark leuchtenden Anfangsfunken mit darauf folgender, schwächer leuchtender Nachentladung; man kann jedoch auch hier an Stelle dieser Entladungsart sehr leicht diejenige des anderen Typus der Blitzschläge, d. h. also einen oder mehrere sehr schroff abgesetzte Funken ohne Nachentladung erhalten, wenn man die Pole des Induktors mit den Belägen einer kleinen Leidener Flasche verbindet. Bei den sehr großen Induktionsapparaten mit sehr vielen sekundären Windungen bestehen in der Regel auch die gewöhnlichen Funken des Apparates — also ohne angehängte Kapazität — aus solchen schroff abgesetzten Einzelfunken, weil nämlich in diesem Falle die Sekundärspule des Instrumentes schon für sich allein eine genügend große Kapazität besitzt. In meiner erwähnten ausführlicheren Arbeit „Über die Entstehungsweise des Blitzes" im Jahrbuch der Hamb. wiss. Anst. sind beide Arten von Funkenentladungen durch entsprechende Aufnahmen vertreten [1]).

John Sebelien: Über die Verteilung der aktinischen Sonnenstrahlung über die Erdoberfläche. Prof. John Sebelien am chemischen Laboratorium der landwirtschaftlichen Hochschule in Aas bei Christiania hat eine Reihe von interessanten Arbeiten über die Verteilung der sogenannten chemischen (kurzwelligen) Strahlung der Sonne veröffentlicht, auf welche wir durch nachfolgendes Referat in der „Naturwissenschaftlichen Rundschau" die Aufmerksamkeit unserer Leser hinlenken wollen. Wir stellen voraus eine Zusammenstellung der Abhandlungen des genannten Autors über den obigen Gegenstand:

Fotokemiske Studier over den ultraviolette Del af Sollyset. Af John Sebelien. Videnskabs-Selskabets Skrifter I math.-nat. Kl., 1904, N 9. Christiania, 59 S. gr. 8. Mit Diagramm-Tafeln.

Fordelingen af des Fotokemisk Virksomme Lys på den Nordlige Halvkugle ved Sommer solstitium. Archiv for Math. og Naturw. XXVI, N 9. Christiania 1904.

Maalinger af Solskinnets Varighes paa Aas 1897/1904. Af John Sebelien. Høiskoleus Beretning 1903/1904.

Über photochemische Messungsmethoden für klimatologische Zwecke. Von John Sebelien. Aus „Chemiker-Zeitung". Cöthen 1904.

Über die Schwankung der Stärke des ultravioletten Lichtes bei natürlicher Beleuchtung. Ebenda, 1905.

The Distribution of the actinic Sunlight at the Northern Hemisphere at Summer Solstice. Philosophical Magazine, March 1905.

Die Verteilung der Wirkung der Sonnenstrahlung über die verschiedenen Gebiete der Erdkugel und zu verschiedenen Jahreszeiten ist oft Gegenstand der Rechnung gewesen, und wiederholt ist die Aufmerksamkeit auf die günstige Stellung der Orte in höheren Breiten während der Sommerzeit gerichtet worden. Nach den ersten diesbezüglichen Rechnungen von Halley (1779) und vielen späteren hat Wiener (1879) Kurven der Intensität der Sonnenstrahlung in den verschiedenen Jahreszeiten für je zehn Breitengrade veröffentlicht, nach denen am 21. Juni das Maximum der Strahlung für 24 Stunden auf den Nordpol fällt [2]). Nachdem sodann Langley die atmosphärische Absorption der Strahlen verschiedener Brechbarkeit untersucht hatte, wurde von Spitaler unter Berücksichtigung der atmosphärischen Absorption die Verteilung der zur Erde gelangenden Strahlung für den mittleren Tag eines jeden Monats berechnet (1885) und gefunden, daß das Maximum der Sonnenstrahlung im Sommer nicht auf den Nordpol, sondern auf 30° N fällt, von da nimmt die Strahlung nach dem Äquator und nach 70° N ab, um dann von hier wieder zu steigen und ein sekundäres Maximum bei 90° zu erreichen, das aber kleiner ist als die Lichtmenge,

---

[1]) Hamburg, Physik. Staatslaboratorium im November 1905. In einem Artikel „Leuchtdauer der Blitze", Elektrotechn. Zeitschrift 1905, S. 904, hält Herr K. E. Schmidt seine Ansicht über die Phosphoreszenz bei horizontal verlaufenden Blitzen aufrecht. D. Red.

[2]) Siehe diese Zeitschrift 14, 113 (1879).

Digitized by Google

die am gleichen Tage die Gebiete bei 60° erreicht. Seine Rechnungen haben jedoch das diffuse Tageslicht nicht berücksichtigt und hatten keine experimentelle Grundlage.

Von größerer Bedeutung waren die berühmten Untersuchungen von Bunsen und Roscoe über die chemischen Wirkungen des Sonnenlichtes in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Sie legten den Messungen die chemische Lichteinheit zugrunde und entwickelten die Formeln, nach denen die Gesamtmenge des aktinischen Lichtes, welche im Laufe eines Tages auf eine horizontale Einheit der Oberfläche fällt, in Lichteinheiten berechnet werden kann, und zwar sowohl die Menge der direkten Strahlung wie die des reflektierten Tageslichtes. Eine Tabelle der Werte für eine Reihe von verschiedenen auf der Nordhemisphäre liegenden Orten zeigt den großen Einfluß des diffusen Tageslichtes, das den Unterschied der verschiedenen Breiten auszugleichen strebt. Während nämlich die tägliche Lichtmenge, die von der direkten Strahlung herrührt, am Äquator vierzigmal so groß ist wie in der Nähe des Poles, ist die Menge des diffusen Lichtes kaum zweimal so groß am Äquator wie am Pol.

Weiter ergibt sich, daß am Äquator die Wirkung der direkten Isolation doppelt so groß ist, wie die tägliche Wirkung des diffusen Lichtes, und daß weiter nach Norden hin das diffuse Tageslicht immer mehr überwiegt.

Später hat dann Prof. Dr. J. Wiesner eingehende Untersuchungen über die Verteilung des diffusen Lichtes in verschiedenen Teilen der Erdoberfläche angestellt (auf Java, in Kairo, in Norwegen, auf Spitzbergen, und zuletzt auf dem Hochplateau des Felsengebirges) und außerdem verdanken wir Herrn P. Franz Schwab, Direktor der Sternwarte in Kremsmünster, nach Wiesners Methode ausgeführte mehrjährige Beobachtungen und Untersuchungen über die zeitlichen Änderungen der Intensität des diffusen Lichtes[1]).

Mittels den Bunsen- und Roscoeschen Formeln hat nun Herr Sebilien die Menge chemisch wirksamen Lichtes berechnet, das am Tage der Sommersonnenwende auf ein horizontales Flächenelement vom Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang für jeden zehnten Breitengrad (von 40° bis 80° für je fünf Grade) fällt.

In einer Tabelle sind die Lichteinheiten für die direkte Strahlung und für das diffuse Tageslicht, wie die Summe beider angeführt und die Verteilung des auf Chlor und Wasserstoff explodierend wirkenden Lichtes nach den verschiedenen Breiten graphisch dargestellt.

Wir sehen daraus, daß die Kurve des diffusen Lichtes in niederen und mittleren Breiten glatt und langsam ansteigt, bei etwa 55° N steiler zu werden beginnt mit der Konkavität nach oben und in den höchsten Breiten wieder flacher wird mit nach unten gerichteter Konkavität. Die Kurve der direkten Strahlung steigt von 0° Br. steil an, erreicht bei 30° n. Br. den höchsten Wert und sinkt dann schnell, aber unregelmäßig nach dem Pole zu; die Richtung der Krümmung wechselt mehrere Male, und stellenweise (von 56° bis 60°) verläuft sie sogar horizontal. Während die Menge des diffusen chemischen Lichtes am Nordpol am Tage der Sonnenwende etwa doppelt so groß ist als am Äquator, hat die Menge des direkt eingestrahlten chemischen Lichtes am Äquator fast den doppelten Wert als am Pol und bei 30° ist ihr Wert etwa dreimal so groß als am Nordpol.

Der Verlauf der Kurve der Verteilung der Gesamtmenge des chemischen Lichtes wird offenbar vorzugsweise beeinflußt von der Kurve der direkten Strahlung, aber das diffuse Licht macht sich gleichfalls merkbar.

Die Kurve hat zwar ihr Maximum bei 30° und ist am Nordpol niedriger als am Äquator, aber der Unterschied zwischen den Extremen ist mehr ausgeglichen.

Ein Ort am Äquator empfängt am Sonnenwendstage nur etwa 6000 chemische Lichteinheiten mehr als der Nordpol, und bei 30° ist die Menge des chemischen Lichtes nicht ganz zweimal so groß wie am Pol. Aus diesen Tatsachen und einigen anderen im Original zu vergleichenden Einzelheiten der Kurven ergibt sich, daß die nördlichen Teile der Erde in bezug auf das chemische Licht, das sie zur Sonnenwendszeit bei einer vollkommen reinen, wolkenlosen Atmosphäre erhalten, viel günstiger situiert sind als nach Spitalers Tabellen.

---

[1]) Wiesner, Denkschriften der Wiener Akademie, Bd. 64, 1896 u. Bd. 67, 1898; ferner Schwab in den Denkschriften, Bd. 74, 1904. Siehe auch diese Zeitschrift 1903, S. 375.

Digitized by Google

Supan über die Ergebnisse der Erforschung der höheren Luftschichten über dem Atlantischen Ozean im Sommer 1905[1]. Supan bemerkt zunächst, daß nur aus einer geographischen Anordnung der Beobachtungen Hergesells und Clayton-Maurice zu erkennen ist, ob sich die beiderseitigen Ergebnisse miteinander vereinen lassen oder nicht. Auf Grund einer derartigen, sehr übersichtlich angelegten Tabelle, welche wir hier leider nicht wiedergeben können, weil die Daten einzeln schon in dieser Zeitschrift publiziert worden sind, gelangt der Autor zu folgenden Überlegungen:

1. Bei den Azoren ergaben beide Beobachtungen unten NE und darüber NW. Diese Gegend liegt aber noch nicht in der eigentlichen Passatzone, sondern mitten im subtropischen Barometermaximum. Der NW entspricht der Theorie, die über dem Maximum ein allgemeines Zufließen von Luft fordert.

2. In den kanarischen Gewässern liegen die französischen Beobachtungsreihen in der Nähe der Inseln und östlich von jenen Hergesells. Auch in den französischen Beobachtungen erscheint wieder der NW über dem NE, aber die oberen Grenzen dieser Strömungen liegen im E beträchtlich tiefer als im W, und im E erscheint über dem NW eine Strömung aus S, von der Hergesell nur eine zweifelhafte Spur fand.

3. Die beiden übrigen Beobachtungsreihen lassen sich gar nicht miteinander vergleichen, die Hergesells liegt zwischen 26° und 32° Br., also noch sehr nahe der Polargrenze des Passats, die französische aber im ausgesprochenen Passatgebiet in 17° Br., jedoch noch zu nahe dem afrikanischen Festlande, als daß sie gegen Hergesell, der einen kontinentalen Einfluß annimmt, für völlig beweiskräftig gelten könnten[2]. Zweierlei ist aber zu beachten: einerseits, daß auf der südlichsten Monacostation über dem Passat südliche Strömungen auftraten, andererseits, daß auch bei den Cap-Verden über dem Passat NW beobachtet wurde.

Ein völlig einwurfsfreies Ergebnis läßt sich aus den Forschungen des letzten Sommers nicht ableiten, jedenfalls aber zeigen sie, daß sich die passatische Luftzirkulation in einer viel verwickelteren Weise abspielt, als man nach der Theorie erwarten konnte. Sie lassen sich in doppelter Weise deuten: 1. nach der Auffassung von Hergesell, der die Existenz eines SW-Antipassats leugnet und dessen Auftreten im E auf eine Ablenkung durch das erhitzte Afrika zurückführt. Diese Auffassung läßt sich mit der herrschenden Theorie nicht vereinen, und ehe man ihr zustimmt, müßte sie erklären, wohin die durch die unteren und oberen Winde mit Nordkomponente zum Äquator abströmende Luft schließlich gelangt. 2. Sucht man Theorie und Beobachtung miteinander in Einklang zu bringen, so kann man sich folgendes Bild machen: Die passatische Zirkulation besteht aus drei Gliedern: dem unteren NE oder dem Passat, dem mittleren NW, der, wie sich aus dem Feuchtigkeitsverhältnis ergibt, auch eine absteigende Tendenz hat, und dem oberen SW oder Antipassat, und zwar in der Weise, daß sich die Höhengrenzen des NE und NW vom mittleren Atlantischen Ozean nach E hin beträchtlich senken[3]. Nach dieser Auffassung fließt der Antipassat, durch die Erdrotation abgelenkt, in einer östlichen tiefen Furche nach den höheren Breiten ab. In der Nähe von Afrika scheinen sich der obere Abfluß der kontinentalen Luftdruckdepression dem Antipassat beizumischen; darauf deutet die Ostkomponente der höheren Winde bei den Cap-Verden hin.

Die durch den Fürsten von Monaco eingeleiteten Forschungen haben neue Gesichtspunkte eröffnet, reichen aber zur Beantwortung der angeregten Fragen noch nicht aus. Es ist dringend zu wünschen, daß sie weiter fortgesetzt werden, womöglich durch internationales Zusammenwirken. Nach meiner Ansicht sind erforderlich: 1. eine meridionale Beobachtungsreihe durch den mittleren Atlantischen Ozean in etwa 35° W vom Äquator bis zum 50. Parallel; 2. zwei oder drei senkrecht darauf stehende Reihen zwischen der Alten und der Neuen Welt innerhalb der Passatzone.

Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen. Bezüglich der Beobachtungen und Schlüsse des Herrn Dr. Klein (Meteorol. Zeitschr., Februar 1906, S. 67 ff.) erlaube ich mir folgende Bemerkungen.

---

[1]) Kurzer Auszug aus Petermanns Geogr. Mitteilungen 1906, Heft 1.

[2]) Im offenen Ozean (11° N, 30° W) verfolgten Clayton und Maurice den NE bis 2500 m Höhe, die höheren Schichten entzogen sich der Beobachtung.

[3]) In Westindien zeigen die Wolkenbeobachtungen auch erst in 10 000 m Höhe den Beginn einer schwachen Westströmung.

Digitized by Google

Herr Klein unterscheidet in den Cirrusstreifen eine Drift und eine Eigenbewegung. Er sagt aber nicht, worauf seine Überzeugung, daß die beiden gleichzeitigen Bewegungen bestehen, begründet ist. Wenn beide Bewegungen beständen, so hätten sie eine Resultante, welche nichts anderes sein würde als die einfache Bewegung, die jedermann bisher bemerkt hat. Wie könnte man aber diese Komponenten entdecken, sie voneinander scheiden?

Die erste Aufzeichnung lautet (S. 69): „1904, August 29., 10^{ha}. Cirrusstreifen IIIc, ein großer, am Nordosthimmel, von NW nach SE gerichtet. Derselbe bewegt sich als Ganzes langsam von NE nach SW. Die Filamente, aus denen er besteht, ziehen rasch von NW nach SE, also in der Richtung des Streifens." Setzen wir voraus, daß ein von NW nach SE gerichteter Streifen sich im nordöstlichen Himmel befinde und daß man ihn später im südwestlichen Himmel mit einer seiner ersten parallelen Richtung wahrnehme. Man wird daraus bezüglich seiner Bewegung nichts weiter schließen können, als daß dieselbe eine zwischen NW und SE über NE verlaufende Komponente besitzt; die Bewegung ist vielleicht NE, das ist indes keineswegs sicher. Die Beobachtung der Bewegung eines Streifens muß also nicht so ausgeführt werden, daß man eine ursprüngliche Lage des Streifens mit einer späteren vergleicht, sondern mit Hilfe des gewöhnlichen Wolkenspiegels (was keine „körperliche Ermüdung" veranlaßt). Im letzteren soll man durch Reflexion einen bemerkenswerten Punkt der Wolke anblicken und die Bewegung desselben längs einem gegebenen Striche des Spiegels bestimmen. Vorausgesetzt, daß unser NW bis SE gerichteter Streifen auf diese Weise beobachtet wird und daß wir einen wohl sichtbaren Fleck sich deutlich, z. B. von N gegen S, bewegen sehen, dann werden wir sagen, daß die Bewegung des Streifens N ist. Ein guter Beobachter wird verschiedene solche geeignete Punkte auswählen und seine Beobachtung mehrmals wiederholen. Beiläufig bemerke ich noch, daß die Erfahrung gelehrt hat, daß er dann immer dieselbe Bewegung finden wird, daß also die aufeinanderfolgenden Lagen eines Streifens einander parallel bleiben. Wenn man annehmen würde, daß unser Streifen sich von NE nach SW bewegt (Drift) und die Materie, aus welcher er besteht, sich zugleich von NW nach SO verschoben hätte, so würde das nur eine unter den unendlich vielen möglichen Hypothesen sein, durch welche man die beobachtete Bewegung erklären könnte. Um von allen denjenigen eine bestimmte anzunehmen, muß man entscheidenden Grund haben.

Bezüglich einer Beobachtung des 27. September 1900 (S. 71) muß ich noch eine Bemerkung machen. „Am W-Himmel kommen dagegen wieder mehrere Streifen herauf, von SW nach NE gerichtet, ziemlich rasch aus SW ziehend. Sie steigen während dieses Zuges aus SW gleichzeitig höher über den Horizont (haben also als Ganzes eine Bewegung von NW nach SO)." Um sich vorzustellen, daß Cirrusstreifen, die man im W sieht und die von SW nach NE ziehen, gleichzeitig höher über den Horizont steigen, genügt es, anzunehmen, daß die Wolkenmasse, die man erst nur im W sah, sich weiter nach S unter den Horizont erstreckte.

Brüssel, 9. März 1906. J. Vincent.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Swakopmund im Jahre 1904 [1]). Die meteorologischen Beobachtungen des Hafenbauamtes in Swakopmund sind im Jahre 1904 durch die Herren Schoefer, Ehlert und Schulz lückenlos fortgeführt worden. (Die Jahre 1902 und 1903 s. Met. Zeitschr. Bd. 39, 1904, S. 142 u. 428.)

Der Luftdruck war im Monatsmittel am höchsten im August (765.4 mm), am niedrigsten im März (759.3 mm). Der höchste Barometerstand wurde am 22. August um 7^{a} mit 770.5 mm gemessen, der niedrigste am 5. März um 2^{p} mit 755.2 mm, die Jahresschwankung betrug mithin 15.3 mm gegen 14.1 mm im Vorjahre.

Das Jahresmittel der Lufttemperatur betrug 14.7^{0} gegen 14.0^{0}, 15.4^{0} und 15.2^{0} in den drei Vorjahren. Das Berichtsjahr war also nicht unwesentlich wärmer als 1903. Besonders auffallend machte sich dies bei der Meerestemperatur geltend, welche im Mittel 14.7^{0} gegen 12.9^{0} im Jahre 1903 betrug. Der wärmste Monat war der März mit 17.3^{0}, der kälteste der August mit 12.0^{0} Mitteltemperatur. Das mittlere Maximum der Temperatur betrug 18.6^{0} gegen 17.8^{0} im Vorjahre, das mittlere Minimum 11.3 gegen 11.0 im Vorjahre. Die absolute Schwankung der Temperatur war am größten im Juni (30.9^{0}), am

[1]) Aus den „Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten" von Dr. A. von Danckelman, Bd. XVIII, Berlin 1905.

Digitized by Google

geringsten im Januar (11.8°). Die Jahresschwankung betrug 33.9° gegen 31.3° im Vorjahre mit einem absoluten Maximum von 37.5° am 27. Mai und einem absoluten Minimum von 3.6° am 25. Juni. Die Bewölkung war etwas geringer als im Vorjahre, der Regenfall gegenüber dem ausnahmsweise reichen Regenfall im Inneren des Landes geradezu minimal, nur 6.7 mm. Ein Gewitter und vier Nächte mit Wetterleuchten wurden notiert.

Der durchschnittliche Zustand der Brandung war, wenn nicht durch den Wechsel des Beobachters eine andere Beurteilungsweise Platz gegriffen haben sollte, wesentlich günstiger als im Jahre 1903 (177 gute Tage gegen 68 im Jahre 1903, 2 sehr schlechte gegen 14 im Jahre 1903). Tage mit ausgeprägten östlichen heißen Föhnwinden wurden beobachtet im Mai 5 (27. bis 31.), im Juni 4 (5., 6., 27. und 28.), im September 5 (10. bis 14.), zusammen also nur 14, gegen 16 im Jahre 1903 und 23 im Jahre 1902. Ganz phänomenal war die Lufttrockenheit am 10. September 9 Uhr abends (Psychrometer 19.4° und 7.2°, mithin Dunstdruck 1.3 mm und relative Feuchtigkeit 6 Proz.) und am 11. September 7ª (Psychrometer 24.1° und 9.4°, mithin Dunstdruck 1.4 mm und relative Feuchtigkeit 8 Proz.), wobei zu bemerken ist, daß alle Temperaturbeobachtungen in Swakopmund mit einem Assmannschen Aspirationsthermometer angestellt wurden. Die Meerestemperatur war während des Jahres im Mittel dem der Luft gleich, während sie 1903 um 1.1° niedriger war.

Swakopmund, $\lambda = 14^0\,32'$ E Gr., $\varphi = 22^0\,42'$ S, $h = 7.4$ m.

1904	Luftdruck 700 mm + Mittel	Luftdruck 700 mm + Differ. der Extreme	Lufttemperatur										Luftfeuchtigkeit absolute in mm	Luftfeuchtigkeit relative in Proz.
							Mittleres			Absolutes				
	7a, 2, 9p		7a	2p	9p	Mittel	Max.	Min.	Differenz	Max.	Min.	Differenz	Mittel	Mittel
Januar . .	60.2	6.5	16.4°	18.2°	16.7°	17.1°	20.1°	14.8°	5.3°	24.4°	12.6°	11.8°	12.0	82
Februar . .	60.4	5.7	15.7	17.9	16.4	16.7	19.7	13.9	5.8	23.4	11.1	12.3	11.8	84
März . . .	59.3	7.6	16.6	18.3	16.9	17.3	20.0	14.8	5.2	23.0	11.1	11.9	12.3	84
April . . .	61.1	4.7	13.5	16.0	14.3	14.6	17.9	11.9	6.0	21.1	10.2	10.9	10.6	86
Mai	62.6	5.7	13.3	16.3	13.9	14.5	19.8	11.0	8.8	37.5	8.0	29.5	9.7	78
Juni	64.9	6.4	12.2	15.5	12.9	13.5	18.4	9.3	9.1	34.5	3.6	30.9	9.0	78
Juli	64.7	6.6	10.8	13.6	11.8	12.1	15.9	8.2	7.7	24.1	4.9	19.2	8.8	84
August . .	65.4	8.8	10.2	14.0	11.9	12.0	15.8	7.6	8.2	21.0	4.4	16.6	8.5	82
September .	64.2	6.0	12.1	15.0	13.1	13.4	17.2	9.3	7.9	32.0	4.7	27.3	8.0	70
Oktober . .	62.7	6.9	13.5	15.9	14.0	14.5	18.4	10.0	8.4	22.0	7.4	14.6	9.6	78
November .	62.4	6.1	14.1	15.9	14.2	14.7	18.6	11.1	7.5	21.5	7.8	13.7	9.9	80
Dezember .	61.6	7.0	15.6	17.6	15.8	16.3	21.2	13.7	7.5	29.5	9.7	19.8	11.1	80
Jahr . . .	**62.5**	**15.3**[1])	**13.7**	**16.2**	**14.3**	**14.7**	**18.6**	**11.3**	**7.3**	**37.5**	**3.6**	**33.9**	**10.1**	**81**

1904	Relative Luftfeuchtigkeit in Proz.			Bewölkung				Windstärke	Regenmenge in mm	Zahl der Tage mit Niederschlägen		Zustand der Brandung		Temperatur des Meeres
										im allgem.	mit mehr als 0.2 mm			
	7a	2p	9p	7a	2p	9p	Mittel	Mittel	Summe			gut	schlecht	Mittel
Januar . .	85	79	83	8.9	5.4	5.6	6.6	1.6	5.3	8	2	6	12	17.2
Februar . .	88	79	85	9.7	4.8	3.9	6.1	2.2	0.0	7	0	10	9	16.8
März . . .	85	80	86	8.9	5.1	3.5	5.8	1.6	0.4	3	1	12	9	17.2
April . . .	90	81	88	7.8	3.7	4.5	5.3	2.0	0.0	4	0	15	7	14.5
Mai	78	75	82	7.4	4.4	4.5	5.4	1.9	0.0	4	0	13	9	14.3
Juni	79	73	83	6.0	3.8	2.1	4.0	1.8	0.0	4	0	19	2	13.6
Juli	85	80	86	7.4	4.9	4.4	5.6	2.0	1.0	9	1	16	3	13.4
August . .	85	77	84	6.7	3.0	2.6	4.1	2.2	0.0	4	0	15	6	12.9
September .	71	65	73	6.7	3.3	3.6	4.5	2.0	0.0	4	0	16	5	12.8
Oktober . .	82	72	81	6.8	2.4	2.6	3.9	1.8	0.0	5	0	17	2	13.8
November .	84	74	81	6.9	2.5	2.9	4.1	1.7	0.0	7	0	21	2	14.2
Dezember .	83	74	83	7.7	2.9	5.2	5.3	2.2	0.0	5	0	17	3	15.5
Jahr . . .	**83**	**76**	**83**	**7.6**	**3.9**	**3.8**	**5.1**	**1.9**	**6.7**	**64**	**4**	**177**	**69**	**14.7**[2])

Ein Gewitter im Oktober, vier Tage mit Wetterleuchten, Januar, Februar, April und Oktober.

Ein Beitrag zur elementaren Ableitung der ablenkenden Kraft der Erdrotation. So einleuchtend für den Laien die ablenkende Wirkung der Erdrotation auf einen in meridionaler Richtung bewegten Körper ist, so befremdend tritt ihm die derselben Ursache entspringende Ablenkungswirkung auf einen längs eines Parallelkreises angetriebenen Körper entgegen, und eine elementare Darstellung und mathematisch einfache Bestimmung

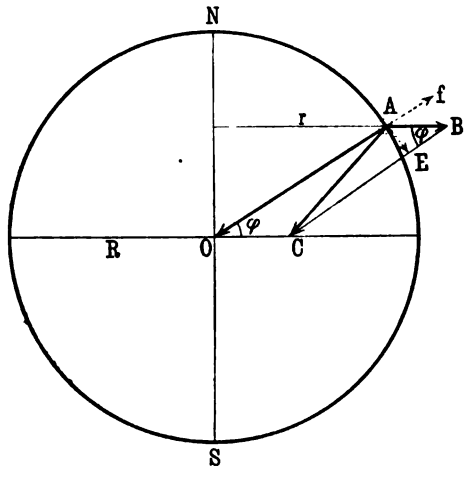
[1]) Maximum 770.5, Minimum 755.2.
[2]) Maximum 21.2, Minimum 10.2.

Digitized by Google

dieser letzteren Kraft wird zum Bedürfnis, dem man etwa durch folgenden Gedankengang Rechnung tragen kann.

Hält man sich den Vorgang der fortschreitenden Abplattung einer deformierbaren Kugel im Falle zunehmender Rotationsgeschwindigkeit um eine durch ihre Mitte gehende Achse vor Augen, so erkennt man unter anderem, daß die Massen der Oberfläche mehr oder weniger dem Äquator zustreben, während eine Verringerung der Rotationsgeschwindigkeit von einer Rückbewegung der Teile nach den Polen begleitet ist, bis die entsprechende Gleichgewichtsfigur wieder hergestellt ist. Genau demselben Bewegungsvorgange würde ein auf einer Wasserfläche ruhender oder irgend ein anderer hinreichend leicht beweglicher Körper der Erdoberfläche unterliegen, wenn sich die Rotationsgeschwindigkeit der Erde im einen oder anderen Sinne änderte. Es ist indessen zur Hervorbringung der genannten Bewegungen auf der Erdoberfläche nicht nötig, daß die Rotationsgeschwindigkeit der gesamten Erde sich ändere, es genügt offenbar schon, daß der schwimmende Körper irgendeine von jener der Erde abweichende Rotationsgeschwindigkeit um die Erdachse annehme. Mit anderen Worten heißt dies, es genügt zur Erzeugung einer meridionalen Bewegungskomponente an einem Körper eine westöstliche oder ostwestliche Geschwindigkeit desselben bezüglich eines Punktes der Erdoberfläche. Man kann sich das Bild noch weiter klären, um eine Grundlage für die mathematische Bestimmung zu gewinnen. — In beistehender Figur sei A der schwimmende Körper in der geographischen Breite φ. Derselbe drückt infolge der Erdanziehung mit der Kraft AO gegen die Erdmitte und wirkt infolge der Fliehkraft mit einem Drucke AB auf benachbarte Flüssigkeits- und Luftmassen senkrecht von der Achse SN weg. Die Resultierende beider Kräfte sei AC. Wäre die Erde eine Kugel, so müßte diese Resultierende offenkundig eine Bewegung des Körpers gegen den Äquator zur Folge haben. Sie ist aber für die ihr

Fig. 2.



und damit auch dem Körper eigene Rotationsgeschwindigkeit eine Gleichgewichtsfigur, auf deren Oberfläche AC die Schwerkraft senkrecht steht, weshalb diese Bewegung unterbleibt. Jede Änderung der Rotationsgeschwindigkeit des Körpers aber bezüglich der Erdachse SN oder, was dasselbe besagt, jede Bewegung desselben auf einem Parallelkreise relativ zu einem Punkte der Erdoberfläche bewirkt eine Änderung der Komponente AB und damit nebst einer Größenänderung auch eine Richtungsänderung der Resultierenden AC, die nunmehr nicht mehr senkrecht zur Oberfläche steht und somit eine Bewegung in dem oben angegebenen Sinne herbeiführt.

Sind hiermit die Verhältnisse qualitativ einfach klargestellt, so bietet auch die rechnerische Bestimmung dieser ablenkenden Kraft keine Schwierigkeit. Es empfiehlt sich zu diesem Behufe, die sogenannte Zentrifugalkraft AB in zwei Komponenten zu zerlegen, von denen eine in die Richtung der Lotlinie fällt, AF, und eine senkrecht dazu, AE. Jede Änderung von AB verändert die Größe beider Komponenten. Als bewegende Kraft aber macht sich sichtlich nur die Änderung der Tangentialkomponente $AE = T$ geltend, die wir hiermit festzustellen haben.

Es ist $T = AB \,.\, sin\, \varphi$, $AB = v^2/r$, wenn v die Geschwindigkeit einer mit der Erde rotierenden Masseneinheit, r den Radius des zugehörigen Parallelkreises bedeutet, wofür wir setzen können $= \omega^2 \,.\, r = \omega^2 R cos\, \varphi$, wo φ die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und R den Erdradius darstellt; somit $T = \omega^2 \,.\, R \,.\, cos\, \varphi \,.\, sin\, \varphi$.

Habe nun der Körper in A eine Relativgeschwindigkeit W auf dem Parallelkreise, welche positiv von West nach Ost, negativ in der entgegensetzten Richtung gezählt werden möge, so entspricht dieser einer Zunahme oder Abnahme der Rotationsgeschwindigkeit des Körpers A, die sich ergibt aus $W = \omega_1 \,.\, R \,.\, cos\, \varphi$, also $\omega_1 = \frac{W}{R cos\, \varphi}$. Damit wird aber unsere Tangential-

Digitized by Google

komponente zu $T_1 = (\omega + \omega_1)^2 . R . cos\,\varphi . sin\,\varphi = \omega^2 . R cos\,\varphi\, sin\,\varphi + 2\,\omega\omega_1 . R cos\,\varphi\, sin\,\varphi + \omega_1^2 R cos\,\varphi\, sin\,\varphi$.

Ihre Änderung gibt den Betrag der ablenkenden Kraft $K = T_1 - T = 2\,\omega\omega_1 R . cos\,\varphi\, sin\,\varphi + \omega_1^2 R cos\,\varphi\, sin\,\varphi$, wofür man nach Einführung des Wertes für ω_1 erhält $K = 2\,W\omega\, sin\,\varphi + \frac{W^2}{R} tg\,\varphi$. Hierbei ist die nach dem Äquator wirkende Kraft positiv gerechnet.

Es kann nicht schwer fallen, die ablenkende Kraft für einen nach irgend einer Richtung auf der Erdoberfläche bewegten Körper zu bestimmen. Dessen Bewegung setzt sich ja aus zwei Komponenten zusammen, einer Bewegung im Meridian und einer solchen auf dem Parallelkreise, für welche einzeln die ablenkende Kraft elementar bestimmt werden kann.

Innsbruck. Dr. Heinrich Graziadei.

Mögliche und wirkliche Sonnenscheindauer. Entgegnung auf die Ausführungen von Kassner im Jahrgang 1905 dieser Zeitschrift, Seite 573.

Wenn schon die Überschrift meiner Abhandlung im vorigen Jahrgang: „Die Berechnung der möglichen Sonnenscheindauer und ihrer Normalwerte für Deutschland", klar zu erkennen gegeben hat, daß es sich dabei nur um Normalwerte der möglichen Sonnenscheindauer handeln könne, so lehrten die Ausführungen, daß darunter solche Mittelzahlen zu verstehen waren, die sich den von Jahr zu Jahr bis zu einem gewissen Grade schwankenden Werten des möglichen Sonnenscheins als mittlere möglich anpassen.

Führen wir neben der wirklichen Sonnenscheindauer eines bestimmten Zeitraumes, die wir in Stunden ausgedrückt als den absoluten Sonnenschein bezeichnen, sein in Prozenten ausgedrücktes Verhältnis zu der möglichen Sonnenscheindauer des Zeitraumes ein, das wir als den relativen Sonnenschein bezeichnen wollen, so haben wir mit dem absoluten und dem relativen Sonnenschein zwei verschiedene Begriffe, die sich ergänzen, ähnlich wie die absolute und die relative Feuchtigkeit. Entsprechend würden wir auch Normalwerte des absoluten und des relativen Sonnenscheins haben. Klimatologisch haben die Werte des möglichen Sonnenscheins natürlich keine Bedeutung, ebensowenig wie die entsprechenden Maximaldampfspannungen, aber man bedarf ihrer, um den relativen Sonnenschein zu berechnen. Ob der absolute oder der relative Sonnenschein eine größere Bedeutung besitze, ist ein wesenloser Streit und würde der Feststellung gleich kommen, welcher von den zweierlei Feuchtigkeitsangaben der höhere Wert zuzulegen sei. Je nach der Natur der Aufgabe wird man die eine oder die andere Größe oder endlich beide Größen zu erwarten haben.

Gehen wir zu der Aufstellung von Mittelwerten über, so ergibt sich, daß naturgemäß sowohl Mittelwerte (oder Normalwerte) des absoluten als des relativen Sonnenscheins ihre ganz bestimmte Bedeutung haben und dementsprechend auch die Abweichungen der Einzelwerte von diesen Mittelwerten verschiedene Aussagen enthalten; so wird beispielsweise ein Zuviel des absoluten Sonnenscheins in einem bestimmten Monat um 50 Stunden eine andere Bewertung erfahren, je nachdem die gleichzeitige Abweichung des relativen Sonnenscheins um 25 oder 50 Proz. oder mehr beträgt. — Daß anders als bei den zweierlei Maßen für die Luftfeuchtigkeit diese zweierlei Sonnenscheinwerte stets übereinstimmende Vorzeichen für ihre Abweichungen von ihren vieljährigen Mitteln ergeben, ändert nichts an der Zulässigkeit der hier gewählten Gegenüberstellung.

Zusammenfassend möchte ich in Vorschlag bringen, als bestimmte Begriffe den absoluten Sonnenschein, in Stunden bemessen, und den relativen Sonnenschein, in Prozenten des normalen möglichen Sonnenscheins ausgedrückt, einzuführen und entsprechend von Mittel- oder Normalwerten des absoluten und relativen Sonnenscheins zu sprechen. Auch die Klimatologie bedarf der beiderlei Werte des Sonnenscheins oder der „Sonnenscheindauer", wenn man diesen längeren Ausdruck als den bestimmteren für unvermeidlich erachten sollte. L. Grossmann (Hamburg, D. Seewarte).

Über die Auflösung einer Wolkendecke. Am 1. Februar dieses Jahres fand vom Wiener Arsenal aus die internationale Ballonfahrt statt (Führer Herr Oberleutnant F. Tauber), bei der in sehr instruktiver Weise die Auflösung einer Wolkendecke beobachtet werden konnte.

Digitized by Google

Bei Beginn der Fahrt war fast gänzlich bedeckter Himmel, Stratocumulus, der aus NNW zog. In einer Höhe von 1255 m, 25 Minuten nach der Abfahrt, erreichte der Ballon die Basis der Wolkendecke, die bereits an vielen Stellen aufgebrochen war. Die relative Feuchtigkeit war von 61 Proz. auf 90 Proz. gestiegen, die Temperatur von — 0.4° auf — 12.0° gefallen. Die vertikale Mächtigkeit der Wolkendecke betrug kaum 100 m. Über der Wolkendecke anfänglich Temperaturzunahme, die nicht hoch reichte (sehr beträchtliche Temperaturdifferenzen bei langsamer Fahrt in gleicher Höhe), sehr rascher Abfall der relativen Feuchtigkeit. Oberhalb der in voller Auflösung befindlichen Wolkendecke Windstille, die in einer Höhe von 2000 m in eine östliche Strömung überging, deren Geschwindigkeit sich rasch mit der Höhe steigerte. Die Fahrtrichtung über der Wolkendecke war um mehr als 90° von der Zugrichtung der Wolken, der ursprünglichen Fahrtrichtung abgelenkt. Der Himmel war wolkenlos, die Decke unter dem Ballon löste sich vollkommen, auf den Ausläufen der Alpen jedoch erhielt sich tagsüber die Wolkendecke.

An die Stelle der Wolkendecke über der Niederung trat eine Dunstschicht, deren obere Grenze bezüglich Niveau mit dem Niveau der gelösten Wolkendecke vollkommen übereinstimmte. Besonders deutlich war diese Übereinstimmung ersichtlich, so lange sich über dem Rosaliengebirge Reste der Wolkendecke erhielten. Eine aufgenommene Photographie läßt die obere Grenze der Dunstschicht sehr genau erkennen, ebenso den langsamen Übergang der peripheren Teile der Wolken in Dunst. Ich glaube, daß diese Beobachtung, die nicht im Hochgebirge angestellt wurde, wesentlich die im Januarheft der Meteorol. Zeitschr., S. 33, ausgesprochene Ansicht über die Konstituenten solcher Dunstbildungen stützt.

Die Fahrt ging bis zu einer Höhe von 3350 m (Temperatur — 15.0°, relat. Feuchtigkeit 17 Proz.). Während des Abstieges, der nahe östlich des Schneeberges vor sich ging, geriet der Ballon wieder in die untere NW-Strömung.

Die Lösung der Wolkendecke dürfte in diesem Falle durch langsam absteigende, antizyklonale Luftströmungen verursacht worden sein. Potentiell war ja die ganze durchfahrene Luftmasse über der Wolkendecke wärmer als die Temperatur in der durch Wolkenbildung ausgezeichneten Schicht. Die unmittelbar über den Wolken lagernde Luft war auch absolut bedeutend wärmer. Die extrem niedrigen Feuchtigkeitswerte weisen ebenfalls auf absteigende Strömungen hin.

Der Sonnblick, 3106 m, meldete am Morgen dieses Tages bei wolkenlosem Himmel und NE_3 — 22.0°, während in gleicher Höhe über Wien — 12.0 bis — 13.0° beobachtet wurden. Weiter im W war aber vermutlich die Strömung noch nicht so tief hinabgerückt. Dafür spricht auch die Morgenmeldung der Schmitterhöhe, 2000 m: — 15.0° C, während in gleicher Höhe bei Wien nur — 10.0° beobachtet wurden, sowohl im Gebirge (Schneeberg — 10.0°) wie auch im Ballon.

Die Druckverteilung am Erdboden läßt den in der Höhe über Wien herrschenden E-Wind nicht erwarten.

Erwähnenswert ist, daß Ischl Schneefall meldet, während Sonnblick wolkenlosen Himmel verzeichnet. Heinz von Ficker.

Samec: Über die Durchsichtigkeit der Luft bei verschiedenen Witterungszuständen in Wien[1]). Die Bearbeitung der, anläßlich des auf der Meteorologischen Zentralanstalt Wien eingeführten Journaldienstes gesammelten Beobachtungen ergab, daß die Fernsicht nach den drei Himmelsrichtungen E, S und W durchaus nicht gleich gut ist, daß vielmehr durchschnittlich der W am klarsten, der S am trübsten ist. In allen drei Richtungen zeigt die Luftklarheit einen täglichen Gang, mit einem Minimum zwischen 6 und 8^a und einem Maximum um 2^p. In den Wintermonaten scheint das Maximum in den Abendstunden einzutreten. Sowohl Klarheit als auch stark getrübte Luft (Nebel) treten größtenteils in Gruppen zu mindestens zwei Tagen auf. Sehr deutlich läßt sich der Einfluß der Luftdruckverteilung auf die Luftdurchsichtigkeit erkennen. Klare Luft ist häufig, wenn das barometrische Maximum zentral im N oder W liegt, hingegen sehr selten bei östlicher Lage des Maximums. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den einzelnen Winden. Sehr klar sind die westlichen und nördlichen Winde, trüb der ENE und nament-

[1]) Dr. Maximilian Samec, Sitzungsber. der kaiserl. Akad. der Wissenschaften. Wien, Nov. 1905.

Digitized by Google

lich der SSW. Mit zunehmender Stärke wächst auch die Klarheit. Wird jedoch die Windstärke 5 überschritten, beginnt die Atmosphäre allmählich trüber zu werden. Der Zusammenhang zwischen Luftklarheit und Barometerstand sowie Temperatur läßt sich insofern erkennen, als hoher und steigender Luftdruck (Temperatur) klarer ist als der niedere und fallende. Umgekehrt liegen die Verhältnisse bei der relativen Feuchtigkeit. Starke Bewölkung hat häufiger trübe Luft zur Begleitung als heiterer Himmel. Regen und Klarheit stehen hingegen in einem innigen Zusammenhange. Eine Statistik über die Sichtbarkeit des Schneeberges zeigt, daß an allen Tagen, wo letzterer zu sehen war (mit einer Ausnahme), antizyklonale Wetterlage vorherrschte.

Beziehung zwischen dem Hochwasserstande des Nil und dem Luftdruck in NE-Afrika[1]). Kapitän H. G. Lyons, Direktor des Survey-Departement von Egypten, hat die Beziehung des Hochwasserstandes des Nil zu den Luftdruckänderungen in NE-Afrika zum Gegenstand einer Untersuchung gemacht, deren Resultate der Royal Society mitgeteilt wurden. Die Abhandlung selbst ist zu ausführlich, um hier auch nur einen kurzen Auszug zu geben, wir müssen uns darauf beschränken, eine Zusammenfassung der Resultate zu geben, zu welchen Kapitän Lyons gelangte. Die Kurve für den Hochwasserstand des Nil verläuft im allgemeinen in entgegengesetztem Sinne wie der mittlere Barometerstand der Sommermonate, indem bei hohem und tiefem Luftdruck niedriger bzw. hoher Wasserstand auftritt. Die Luftänderungen verlaufen über großen Gebieten ähnlich: von Beirut bis Mauritius und von Kairo bis Hongkong, und zeigen im allgemeinen Lockyers indischen Typus oder Bigelows „direkten" Typus. Manchmal weicht der Luftdruck von Beirut und Kairo von jenem des übrigen Gebietes ab und nähert sich dem „Cordoba"-Typus von Lockyer oder dem „indirekten" Typus von Bigelow. In den Monatsmitteln des Luftdruckes kommt diese Beziehung besser zum Ausdruck und Luftdruck über oder unter dem normalen in den Monaten der Regenzeit Abessiniens fällt zusammen mit Mangel oder Überschuß an Regen. Von 1869 bis 1903 hätte man in 6 von 7 Jahren Monat für Monat den Hochwasserstand genau voraussagen können. In Anwendung der Ergebnisse dieser Untersuchung auf den Hochwasserstand des Nil für das laufende Jahr 1905 schreibt Kapitän Lyons: „Bei den schwachen Sommerregen und den hohen Luftdruckverhältnissen im September und in der ersten Hälfte Oktober kann sich nicht eine größere Wassermasse im Boden Abessiniens angesammelt haben, so daß die Quellen frühzeitig ablaufen werden und ein recht niedriger Hochwasserstand für 1905 zu erwarten ist[2])."

J. Wiesner: Über die Änderung des diffusen Lichtes mit der Seehöhe. In der Sitzung der math.-naturw. Klasse der Wiener Akademie vom 4. Januar 1906 legte Hofrat Prof. Wiesner im Anschlusse an seine früheren Untersuchungen über den Lichtgenuß der Pflanzen des Yellowstonegebietes eine Arbeit vor unter dem Titel: „Beiträge zur Kenntnis des photochemischen Klimas des Yellowstonegebietes und einiger anderer Gegenden Nordamerikas."

Die wichtigsten Resultate dieser Untersuchung sind:

1. Bei unbedeckter Sonne nimmt die Intensität des Gesamtlichtes mit der Seehöhe zu.

2. Unter diesen Umständen steigt die Intensität des direkten Sonnenlichtes mit der Seehöhe.

3. Die Intensität des diffusen Lichtes nimmt bei konstanter Sonnenhöhe und unbedeckter Sonne mit der Seehöhe ab, was verständlich wird, wenn man beachtet, daß an der oberen Grenze der Atmosphäre die Intensität des diffusen Lichtes den Wert Null erreichen muß.

4. Die Kurve der Intensität des direkten Sonnenlichtes nähert sich bei konstanter Sonnenhöhe mit zunehmender Seehöhe immer mehr der Kurve der Intensität des gesamten Tageslichtes, um an der oberen Grenze der Atmosphäre mit ihr zusammenzufallen.

5. Die Intensität des diffusen Lichtes steigt im Laufe eines Tages auf großen Seehöhen (bei unbedeckter Sonne) nicht in dem Maße, als die Intensität des direkten Sonnenlichtes wächst. Nach den früheren Sätzen wird es begreiflich erscheinen, daß mit steigender

[1]) „Nature", 27. April 1905.

[2]) On the Relation between Variations of atmospheric pressure in NE-Africa and the Nile flood, by Capt. H. G. Lyons. Proc. R. Soc. February 2, 1905.

Digitized by Google

Intensität des direkten Sonnenlichtes eine Abnahme der Stärke des diffusen Lichtes eintreten kann. Diese Depression wird sich um so mehr bemerklich machen, je größer die Sonnenhöhe und je größer die Seehöhe des Beobachtungsortes ist. Der kombinierte Einfluß von Sonnen- und Seehöhe auf die Depression der Stärke des diffusen Tageslichtes hat seinen Grund in der schon von Bunsen und Roscoe wahrgenommenen Tatsache, daß bei sehr hohen Sonnenständen die Intensität des diffusen Tageslichtes nicht im Verhältnisse zu dem des direkten steigt und sogar bei weiterer Zunahme der direkten Strahlung etwas sinken kann, andererseits in unseren auf großen Seehöhen gemachten Beobachtungen, welche in obigen Sätzen vorgeführt und erklärt wurden.

6. Einige der von uns angestellten Beobachtungen lassen annehmen, daß über dem Meere unter sonst gleichen Umständen die Intensität des Gesamtlichtes größer ist als auf dem Festlande und daß dieser Überschuß auf das diffuse Licht zu setzen ist. Weiter fortgesetzte Untersuchungen werden zu entscheiden haben, ob diese Aussage sich bewähre. Ihre Richtigkeit vorausgesetzt, wäre die über dem Meere herrschende Verstärkung des diffusen Lichtes ausschließlich oder doch vorwiegend auf den Umstand zurückzuführen, daß die Meeresoberfläche mehr Licht als der Erdboden reflektiert und daß dieser Überschuß an Licht durch neuerliche Reflexion in der Atmosphäre zur Vermehrung des Gesamtlichtes und speziell des diffusen Lichtes beiträgt.

7. Einige der mitgeteilten Beobachtungen bestätigen die von mir an anderen Orten, besonders auffallend in Kairo, konstatierte Tatsache, daß selbst bei unbedeckter Sonne das Maximum der chemischen Intensität des Gesamtlichtes nicht immer auf den Mittag fällt.

Sir John Eliot: Zur Meteorologie von Indien, 1892 bis 1902[1]). Die Periode 1892 bis 1902 steht in der Meteorologie Indiens, was die Größe und Andauer der Abweichungen vom Mittel in bezug auf Regenfall, Bewölkung, Feuchtigkeit und Temperatur betrifft, einzig da.

Diese Periode kann in zwei Teile geteilt werden, die die entgegengesetzten Abweichungen aufweisen; und zwar zeigen die Jahre 1892 bis 94 ein Übermaß von Regen, Bewölkung und Feuchtigkeit und ein Temperaturdefizit, die Jahre 1895 bis 1902 dagegen sind durch einen Mangel an Regen, geringe Bewölkung, Trockenheit und hohe Temperatur ausgezeichnet.

Während der normale Niederschlag von drei Jahren (Mittel von 450 guten Stationen) 3124 mm beträgt, ergab die Periode 1892 bis 1894 3658 mm, was einem Überschuß von 534 mm entspricht. Die gesamte Niederschlagshöhe von 1895 bis 1902 betrug 7721 mm gegen die normale von 8331, blieb gegen dieselbe also um 610 mm zurück.

Während zweier Jahre dieser Trockenperiode war das Niederschlagsdefizit über manchen Gebieten so groß, daß Dürren und Hungersnot die Folge derselben waren. Diese zwei Jahre brachten über die betroffenen Gebiete die ärgste Hungersnot seit 150 Jahren. Die Dürre des Jahres 1896 und die Hungersnot von 1897 betraf die Vereinigten Provinzen, die Zentralprovinzen, Zentralindien und Rajputana, ein Gebiet von 800000 bis 1000000 km² — 3 Millionen Personen empfingen Unterstützungen. Die Dürre von 1899 und die Hungersnot 1900 betraf Südpunjab, Rajpuna, Zentralindien, Beras, die Zentralprovinzen, Hyderabad, die Präsidentschaft von Bombay, Teile von Orissa, Chota Nagpur und Madras, ein Gebiet von 16- bis 18000000 km². — 6.5 Millionen Leute mußten unterstützt werden.

Es ist unmöglich bei der Untersuchung der Meteorologie eines so ungeheuren Gebietes, wie es Indien ist, auf lokale Erscheinungen einzugehen; doch möge als Beispiel Kilba, eine Station im Simladistrikt, herausgegriffen werden. Diese Station erhielt in den besprochenen 11 Jahren statt des normalen Niederschlages von 11227 mm nur 7721 — das Defizit beträgt den normalen Regenfall von 3.5 Jahren.

Die folgende Tabelle enthält die Mittelwerte des Regenfalles über Indien in Millimetern. Zur Bildung der Mittel wurden 450 Stationen verwendet, die von Blanford sorgfältig ausgewählt wurden. Jeder Station wurde das Gewicht erteilt, das ihr nach dem Gebiet zukam, das sie repräsentierte.

1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	Normal
1173.5	1275.1	1209.0	988.0	922.0	1038.8	1054.1	759.4	1028.7	937.2	990.6	1043.9

[1]) Nach einem Auszuge in der Nature vom 7. Dez. 1905, Nr. 1884, 73, 136: „Vorläufige Untersuchung der wichtigeren Erscheinungen der Meteorologie des südlichen Asiens, des Indischen Ozeans und der umliegenden Länder in der Periode 1892 bis 1902“ (mit Anhängen) von Sir John Eliot (Indian Meteorological Memoirs, vol. XVI, part 11).

Digitized by Google

Die Teilung dieser Jahrgänge in eine nasse und eine trockene Periode ist augenfällig. Wenn man auf die Beträge der Regenfälle in den einzelnen Jahreszeiten Rücksicht nimmt, so erhält man das Resultat, daß alle Jahreszeiten den abnormalen Bedingungen unterlagen. Während der Periode 1892 bis 1894 hatten alle Teile des Jahres die Tendenz, einen Überschuß an Niederschlag zu liefern. Nur im Jahre 1893 hatte die Trockenzeit einen relativ größeren Überschuß an Regen als die Regenzeit. Während der trockenen Periode 1895 bis 1902 wiesen alle Jahreszeiten ein Defizit an Regen auf. Bei einem normalen Jahre sind die meteorologischen Zustände in der Trocken- und Regenzeit gerade entgegengesetzt.

Die Beständigkeit der abnormen Verhältnisse in allen Jahreszeiten kann auch aus den Beobachtungen des Bewölkungsgrades, der Feuchtigkeit und der Temperatur gezeigt werden.

Bei der Diskussion der geographischen Verteilung des Regens stellt Sir Eliot fest, daß in der nassen Periode 1892 bis 1894 ganz Indien einen Überschuß von Niederschlag aufwies — nur im Jahre 1894 hatten Bombay, der Malabardistrikt und der Madrasdistrikt ein Defizit von 2 bzw. 3 Proz. der normalen Regenhöhe. Im Jahre 1892 trat der Regenüberschuß namentlich in jenen Gegenden deutlich zutage, die ihren SW-Monsunregen über das Arabische Meer, in den Jahren 1893 und 1894 in jenen Gebieten, die ihn von der Bai von Bengalen her bekamen. Der Überschuß war in jenen Gebieten größer, die näher an den betreffenden Meeren lagen. Die abnorme Stärke und Ausdehnung der Monsunwinde ist jedoch durch den Niederschlagsüberschuß im Innern des Landes gekennzeichnet.

Während dieser Periode trat der Niederschlagsüberschuß im allgemeinen in Baluchistan, Afghanistan, Persien, Zanzibar und Mauritius auf, während der Regenfall in Arabien und in Port Blair gegen den Normalbetrag zurückblieb. Der Regenmangel in Port Blair ist eine gute Illustration für die allgemeine Regel, daß die Abweichungen der Regenhöhe vom normalen Mittel im Gebiete der Indischen See und im „Landgebiete" entgegengesetzt sind.

Während der trockenen Periode 1895 bis 1902 hatte das ganze Gebiet von Nordbombay, den Zentralprovinzen, Zentralindien und dem Punjab nahezu ohne Unterbrechung ein Regendefizit, und zwar wies Bengalen einen Regenmangel durch 5 Jahre, die Vereinigten Provinzen und Madras durch 4 Jahre und Ost- und Südpunjab durch 7 Jahre auf. Das innere Land litt mehr als die Küste, und jene Gebiete, die ihren Regen von der Bombayseite her bekommen, litten mehr als jene, welche denselben aus der Bai von Bengalen erhalten. Im Jahre 1899 blieb der Regenfall von Nordbombay 48 Proz. gegen den normalen zurück, jener von Rajputana um 31 Proz. In 5 von den 8 Jahren erhielten diese Gebiete mindestens 20 Proz. zu wenig Regen.

Auch die an das indische Gebiet angrenzenden Länder, sowie Australien und Südafrika litten an Regenmangel.

Während der feuchten Periode 1892 bis 1894 zeichnete sich der Monsun durch seine lange Dauer aus, und die Beständigkeit und Ausgeprägtheit der Monsunbedingungen waren bemerkenswert. Die trockene Periode war durch die außerordentlich kurze Andauer des Monsuns bedingt. In den Jahren 1896 und 1898, den Jahren der Dürre, trat keine Verspätung im Eintreffen der Monsunregen ein, doch hörte der Bombaymonsun 3 bis 7 Wochen früher als gewöhnlich auf, der Bengalmonsun 2 bis 6 Wochen. Dieses frühzeitige Abbrechen der Regenzeit wirkte namentlich im Gangesgebiet und den Zentralprovinzen vernichtend auf die Ernten. Die ausgebliebene Ernte erzeugte dann die Hungersnot. Die Dürre von 1896 wurde in den Vereinigten Provinzen durch den Regenmangel im ganzen Jahre verschuldet, während dieselbe in den Zentralprovinzen und Berar durch den frühen Abbruch der Regenzeit begründet war. Das Jahr 1899 ist durch den Mangel an schweren Regengüssen (das ist: ein Regenfall von mehr als 70 mm in 24 Stunden) in ganz Indien und namentlich im Gebiete des Bombaymonsuns charakterisiert. Die zur Verfügung stehenden Daten zeigen, daß die Länder, die ihren Regen vom Indischen Ozean erhalten, in den Jahren 1892 bis 1894 einen Überschuß, 1895 bis 1902 einen Mangel an Regen hatten. Rußland, Turkestan und Zentralasien hatten entweder die normale Niederschlagshöhe oder Abweichungen im entgegengesetzten Sinne.

Die Beobachtungen des Bewölkungsgrades, der absoluten und relativen Feuchtigkeit und der Temperatur zeigen, daß der Gang dieser Elemente mit jenen des Regenfalles gut übereinstimmt. Sir John Eliot kommt bei der Diskussion des Luftdruckes zu der wichtigen Erkenntnis, daß die langperiodischen Schwankungen in Richtung, Amplitude und

Digitized by Google

Phase über ganz Indien dieselben sind. Bei der Untersuchung der monatlichen Abweichung vom Normalen stellt es sich heraus, daß der Luftdruck durch lange Perioden über dem Normalen bleibt, um dann wieder lange unter das Normale zu sinken. Die Periodenlänge beträgt ungefähr zwei Jahre. Sir Norman Lokyer und Dr. Lockyer kommen bei ihrer Untersuchung des Regenfalles im Themsegebiet mit Rücksicht auf die Jahresschwankung des Luftdruckes in Bombay auf eine Periode von 3.8 Jahren. Eliot gibt eine Tabelle des Wechsels von positiven und negativen Luftdruckabweichungen und zeigt, daß dieser Wechsel beinahe regelmäßig mit dem Wechsel der Jahreszeiten zusammenhängt.

Würden nun diese Schwankungen dem Luftaustausch zwischen dem Indischen Ozean und Südasien, wie es beim Jahreszeitenwechsel eintreten mag, zuzuschreiben sein, so müßten die Luftdruckschwankungen dieser Gebiete eine ähnliche Periode, aber entgegengesetzte Phase haben; der Vergleich der indischen Daten und jener von Ostindien, China, Südafrika und Australien zeigt aber, daß dies in den Jahren 1895 bis 1902 im allgemeinen nicht der Fall war. Im Jahre 1893 war der Luftdruck in Batavia, Singapore, Kapstadt, Perth und Adelaide unter dem Normalen, in Mauritius, Zanzibar, Hongkong, Zi-ka-wei und Indien über dem Normalen; in anderen Jahren jedoch, nämlich 1896, 1898 und 1899 hatte die Luftdruckabweichung über dem ganzen Gebiete des Indischen Ozeans und über Südasien denselben Sinn. In der Zeit vor der besprochenen Periode war dies nicht der Fall. Eliot sagt hierüber:

„In den Indian Meteorological Memoirs, vol. VI, wurde gezeigt, daß die Luftdruckschwankungen auf Mauritius von 1877 bis 1889 durch zeitlich lange Perioden dargestellt werden konnten, die von ähnlicher Periodendauer aber entgegesetzter Phase waren, wie jene von Indien", und an anderer Stelle: „Nach vorläufigen Untersuchungen scheint gewöhnlich die Beziehung zu bestehen, daß die Luftdruckabweichungen über Südasien jenen über dem Indischen Ozean entgegengesetzt sind." Daraus schließt Eliot, daß in der besprochenen Periode über der halben Osthemisphäre ein großer und abnormer Lufttransport stattgefunden haben mag, der bestimmend auf die Luftdruckwerte wirkte; es stehen ihm jedoch keine geeigneten Beobachtungen zur Verfügung, um das Gebiet aufzufinden, über dem die entgegengesetzten Schwankungen stattgefunden haben. Sir Norman Lockyer und Dr. Lockyer untersuchen in ihrer Abhandlung: „Über die Gleichartigkeit kurzperiodischer Luftdruckschwankungen über großen Gebieten" eine Reihe von Luftdruckkurven, und zwar von Bombay, Colombo, Batavia, Mauritius, Perth, Adelaide und Sidney und kommen zu folgendem Schlusse: Die auffallende Ähnlichkeit zwischen diesen Kurven zeigt, daß über dem ganzen Gebiete, welches sowohl nördliche als auch südliche Breiten einschließt, eine einheitliche Luftdruckschwankung stattgefunden hat und man es daher mit einem meteorologisch zusammenhängenden Gebiete zu tun hat. Letztere Kurven beziehen sich auf die Jahre 1877 bis 1901. Zu erwähnen wäre hierbei noch, daß Sir John Eliot den Ausdruck „Langperiodik" auf jene Variationen anzuwenden scheint, die Sir Norman Lockyer „Kurzperiodik" nennt.

In einer anderen Abhandlung geben die Herren Lockyer zwei Luftdruckkurven, eine für Bombay und eine für Cordoba (Argentinien) und sprechen sich über dieselben folgendermaßen aus: „Die Kurve, welche die Luftdruckabweichungen vom Mittel von Cordoba für die Monate hohen Luftdruckes (April bis September) von Jahr zu Jahr darstellt, ist ein genaues Spiegelbild der Kurve für Bombay und Indien überhaupt für die gleichen Monate. Die Ursache also, die den Mittelwert der Monate niedrigen Luftdruckes über Indien erhöht, scheint den Mittelwert der Monate hohen Luftdruckes in Cordoba zu erniedrigen. In der Tat haben wir es hier mit einer Verschiebung von Luftmassen zu tun."

In einer weiteren Abhandlung teilen die Verfasser die Erdoberfläche in zwei Gebiete, von denen das eine die Luftdruckschwankungen der indischen Type, das andere jene der Cordobatype hat.

Diese Erwägungen sind hier angeführt worden, um zu zeigen, daß es sich hier um eine Meinungsverschiedenheit über die Ähnlichkeit oder Unähnlichkeit der Luftdrucklage von Südasien, Australien und Afrika vor dem Jahre 1892 handelt; und es ist ganz gut möglich, daß die meteorologischen Verhältnisse dieser Gebiete in der Periode 1892 bis 1902 nicht so abnorm waren als Sir John Eliot meint.

Aus der Untersuchung der Beobachtungen über die Schwankung der Sonnenstrahlung (mit dem Schwarzkugelthermometer gemessen) geht nach Eliot hervor, daß in den Jahren

Digitized by Google

1891 bis 1896 oder 1897 die Strahlungsmenge über dem Normalen und in den Jahren 1898 bis 1902 unter dem Normalen war. Da ein solches Strahlungsdefizit die Verdunstung und infolgedessen auch den Regenfall einschränken würde, könnte man aus guten Strahlungsbeobachtungen eine Erklärung der Variationen des Regenfalles und des Luftdruckes erhalten. Die Beobachtungen mit dem Schwarzkugelthermometer sind jedoch nicht hinreichend.

Die Appendices zu diesem wichtigen Werke enthalten offizielle Berichte über die Hungersnot von 1897 und 1900 und geben Aufschluß über die Ernte- und Viehschäden. Ein großes Beobachtungsmaterial über die jährliche Regenzeit, die Zahl der Regentage, den Luftdruck, über den Anfang und das Ende der Monsunregen während der besprochenen Zeit ist angeschlossen. Außerdem enthält der vorliegende Band 21 Tafeln mit Reproduktionen der Kurven, die die vorerwähnten Beobachtungen darstellen.

J. R. Sutton: Studien über den Regenfall in Südafrika [1]). Herr Sutton, der verdienstvolle Leiter der meteorologischen Station zu Kimberley, dem wir schon zahlreiche wertvolle Untersuchungen über das Klima in Südafrika verdanken, über die auch in dieser Zeitschrift berichtet worden ist, beschäftigt sich in der vorliegenden Arbeit in sehr eingehender Weise mit den Regenverhältnissen von Südafrika im allgemeinen und mit jenen zu Kimberley im speziellen. Von Kimberley liegen Regenmessungen von verschiedenen Stellen vor, die längste Reihe beginnt mit 1875 und scheint 1876 unterbrochen worden zu sein; die Reihe 1877 bis 1902 von E. M. Matthews ist komplett und liegt der Darstellung von Sutton hauptsächlich zugrunde; eine andere Reihe umfaßt die Jahre 1880 bis 1890, eine andere 1885 bis 1900, endlich die kompletten Register von Sutton selbst 1894 bis 1902, welchen der stündliche Gang der Niederschläge in unserer Tabelle entnommen ist. In einer großen Tabelle teilt Herr Sutton die täglichen Regenmengen der Jahrgänge 1877 bis 1902 mit, sowie die 26jährigen Tagesmittel [2]).

Nach halben Monaten fallen die größten Regenmengen in der zweiten Hälfte des Januar, dann in der zweiten Hälfte des Februar und der ersten Hälfte des März (Hauptmaxima), ein kleines Maximum hat auch die erste Dezemberhälfte. Die kleinste Regenmenge tritt Ende Juli und Anfang August ein, die Extreme sind letzte Woche Februar (Maximum) und erste Woche August (Minimum).

Natürlich geben 26jährige Mittel noch keine Normalwerte. Wie sehr ein einziges Jahr diese Mittel noch ändern kann, zeigte der Februar 1902. Der 17. September war in dem vorausgegangenen Vierteljahrhundert einer der trockensten Tage mit 0.4 mm an einem Tage in Summa; darauf kam der 17. September 1902 mit 115 mm und änderte selbst das Septembermittel ganz gewaltig. Er hatte die größte tägliche Regenmenge, die überhaupt bisher in Kimberley gemessen worden war, es fielen 25 Proz. der normalen Jahresmenge.

Die Regenmengen der einzelnen Jahre variieren sehr, ebenso örtlich die Regenmenge in der nächsten Umgebung von Kimberley. Im Jahre 1897 fielen 225 mm, dagegen 1891 869 mm. Du Toits Plan hatte 1878 nur 198 mm, dagegen 1881 951 mm.

Eine Tabelle enthält die Zahl der Regentage nach Schwellenwerten. Gute Regen über 0.5″ (12.7 mm) sind am häufigsten im März, am seltensten im Juli, aber Regen von 0.1″ bis 0.5″ haben das Maximum im Februar, das Minimum im August. Der größere Teil von Regen fällt bei Gewittern und sekundären Depressionen, nur ein geringer Teil mit Zyklonen selbst oder bei geradlinig verlaufenden Isobaren.

Den täglichen Gang des Regenfalls haben wir in unserer Tabelle nur im Jahresmittel aufgenommen, und auch zu 2 Stunden zusammengenommen, desgleichen bei den Gewitterstunden. Der Gang kommt in diesen Zahlen schon sehr regelmäßig zur Erscheinung.

Regen	Menge	Stunden	Intensität	Gewitter [3])
Maximum	$4-6^{p}$	$6-7^{p}$	$4-6^{ap}$	$2-4^{pm}$
Minimum	$8-10^{am}$	10^{h}—Mittag	$6-10^{am}$	$4-6^{am}$

[1]) An Introduction to the study of South African Rainfall. Transactions of the South African Philos. Soc., Vol. XV, Part I. May 1904.

[2]) Die Tabellen, die sämtlich in Plakatform bei großem Reichtum verschiedenartigen Materials mit geschriebenen kleinen Ziffern vorliegen, machten die Benutzung dem Referenten sehr schwer und augengefährlich.

[3]) Die tägliche Periode der Blitzerscheinungen ohne Donner haben wir weggelassen, da sie von der Tageshelle beeinflußt ist, das Maximum fällt natürlich auf den Abend.

Digitized by Google

Der Verfasser stellt alle periodischen Erscheinungen durch Sinusreihen dar und zwar mit vielen Gliedern.

Durban, an der Küste, hat wie Kimberley Sommerregen, aber die Wetterlage bei diesen Regenfällen ist trotzdem sehr verschieden. Zu Kimberley kommen die schweren Regenfälle mit einer Barometerdepression, zu Durban mit steigendem Barometer. Zu Kimberley steigt das Barometer, wenn die starken Regen aufhören, oder bei Strichregen und Aufklarung, zu Durban fällt das Barometer, wenn die Regen vorüber sind. In den 5 Jahren 1897 bis 1901 gab es in Kimberley 72 stärkere Regen, genügend isoliert von den anderen, um sie mit dem begleitenden Luftdruck in Beziehung zu setzen; in Durban gab es deren 100 in der gleichen Zeit. Herr Sutton leitete aus diesen Fällen folgende mittlere Beziehungen ab:

Regen	Vorher			Regentag	Nachher	
	Dritter Tag	Zweiter Tag	Erster Tag		Erster Tag	Zweiter Tag
	Mittlerer Luftdruck					
Kimberley	663.9	663.7	663.0	662.6*	663.7	663.9
Durban	763.9	763.5	765.4	768.5	766.0	765.1

Daß die Regen im Littorale von Natal bei hohem Luftdruck fallen, hat schon Mann gezeigt, die „Seeregen“ bei SE Wind (Verstärkung des Passats). Man sehe darüber Proc. of Met. Soc. 4, 139 und 231 und 5, 123 und mein Referat in dieser Zeitschrift 1879, S. 211.

Der Verfasser untersucht, bei welchen Winden die Regen im Innern und an der Ostküste fallen und findet die Verhältnisse weniger einfach, als man annehmen möchte. Zu Kimberley kommen die schweren Gewitterwolken zumeist von W und NW, andere Regenwolken und leichtere Gewitter kommen von NE und E. Der Unterwind ist aber meist ein anderer. Zu Durban, findet Sutton (im Gegensatz zu Mann), kommen die Regen zumeist mit SW bei S (Resultante), die Regenwinde wehen parallel mit der Küste, eine beträchtliche Menge fällt auch bei Kalmen.

Die Abhandlung des Herrn Sutton enthält auch eine große Regentabelle für Südafrika, 160 Stationen umfassend mit Mitteln von wenigstens 17 bis 18 Jahren. Dieselben sind angeordnet nach 16 natürlichen Gruppen, Landesteilen mit (etwas) verschiedenem jährlichen Gang. Für jede der 16 Gruppen werden die mittleren Regenmengen mitgeteilt, und der jährliche Gang durch Sinusreihen dargestellt und auf Grund derselben eingehend diskutiert. Wir hoffen später die monatlichen Regenmengen dieser 16 Gruppen, in Millimeter verwandelt, mitteilen zu können.

Andere Tabellen enthalten die Monatsmittel der Bewölkung in Südafrika für die verläßlichsten Stationen. Die Bewölkungsmittel für Kimberley stimmen gut mit den Sonnenscheinregistrierungen. Die Summe Prozente des Sonnenscheins + Bewölkung bei Tage gibt Jahr für Jahr rund 110 Proz.

Auch auf diese wertvollen Tabellen hoffen wir noch zurückkommen zu können.

Regenverhältnisse von Kimberley.

	Regenmenge	Pro Monatstag	Pro Regentag	Maximum pro Tag	Maximum pro Monat	Regentage Mittel	Regenwahrscheinlichkeit	Gewitter Std.	Blitz Std.
Januar . .	71	2.39	7.2	71	170	9.8	0.32	25	21
Februar . .	69	2.46	6.9	56	161	10.1	.36	17	27
März . . .	83	2.69	7.4	65	215	11.3	.36	26	27
April . . .	38	1.27	5.3	40	98	7.2	.24	15	18
Mai	20	0.63	4.7	39	51	4.2	.14	2	4
Juni	10	0.36	4.0	18	33	2.6	.09	2	0
Juli	8	0.28	4.4	26	41	1.8	.06	3	2
August . .	9	0.31	3.8	25	42	2.4	.08	3	3
September .	23	0.76	8.5	115	151	2.7	.09	5	5
Oktober . .	30	0.96	5.4	87	155	5.6	.18	13	12
November .	44	1.42	6.3	108	179	6.9	.23	12	16
Dezember .	62	2.01	7.3	80	177	8.6	.28	22	19
Jahr	467	1.27	6.3	115	215	73.2	.20	145	155

Digitized by Google

Täglicher Gang der Niederschläge[1]). 6 Jahre.

0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—Mttg.	Mttg.—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—Mttn.	Summe der Mittel
34.0	32.0	23.1	17.0	15.5*	17.8	31.7	58.4	69.1	51.0	38.6	42.9	431.1
Regenstunden.												
26.0	23.7	21.8	17.6	16.2	15.7*	24.2	39.3	38.1	41.5	36.5	33.8	335.0
Intensität in Millimeter.												
1.32	1.30	1.04	0.97*	0.97*	1.14	1.27	1.45	1.80	1.21	1.05	1.27	1.29
Gewitterstunden.												
4.83	2.13	1.33*	2.12	2.55	5.17	18.00	29.62	27.33	24.88	14.42	12.96	145.33

J. Hann.

Der Einfluß kleiner Seen auf die Lufttemperatur. Wir entnehmen der Naturwissenschaftlichen Rundschau das folgende Referat über eine Mitteilung von James L. Bartlett in Monthly Weather Review 1905, p. 147—148.

Die Stadt Madison in Wisconsin liegt zwischen zwei größeren Seen und in der Nähe verschiedener kleinerer, so daß in einem Umkreise von 10 km ungefähr ein Drittel der Oberfläche Wasser ist. Die Örtlichkeit schien daher geeignet, um zu untersuchen, ob ein Einfluß der Seen auf die Lufttemperatur bemerkbar ist. Zu dem Zwecke wurden die Beobachtungen von Madison verglichen mit denen von vier anderen Stationen, die ziemlich symmetrisch in Abständen von etwa 80 km um Madison gruppiert lagen, und zwar wurden — natürlich nach Anbringung der notwendigen Reduktionen — die Monatswerte der Temperatur, der täglichen Maxima und Minima sowie der Amplitude näher untersucht.

Die Temperaturmittel von Madison sind zu Ende des Winters etwa 0.6° C zu niedrig, Ende des Sommers bis zu 0.6° zu hoch. Die Seen verzögern also den Temperaturanstieg im Frühling und die Abkühlung im Herbst, ferner ist ihr Einfluß auf Verminderung der Nachtfröste ganz auffallend. In Madison tritt der letzte Frühjahrsfrost etwa drei Wochen früher ein als in den umliegenden Stationen. Wie zu erwarten war, sind in Madison die monatlichen Temperaturmaxima fast immer zu niedrig, die Minima zu hoch. Im August ist das Minimum 2° C höher, die tägliche Amplitude $3^1/_2{}^0$ niedriger als an den übrigen Stationen; offenbar hängt dies mit dem großen Wasserdampfgehalt der Luft über den dann stark erwärmten Seen zusammen. Im Winter sind die Unterschiede sehr gering, da die Seen im Januar und Februar meist mit einer dicken Eisschicht bedeckt sind und der Umgebung alsdann einen kontinentalen Klimatypus verleihen.

Knut Angström: Über die Anwendung der elektrischen Kompensationsmethode zur Bestimmung der nächtlichen Ausstrahlung[2]). Auf Grund des Prinzips der elektrischen Kompensation, das Angström in seinem Pyrheliometer verwendete, hat derselbe einen Apparat zur Messung der Ausstrahlung gegen den klaren Nachthimmel konstruiert. Es wird hier der elektrische Kompensationsstrom durch das abgekühlte, geschwärzte Metallplättchen geleitet, um es auf die Temperatur eines zweiten, ungeschwärzten, blanken Plättchens zu bringen, welches durch Ausstrahlung keine Wärme verliert. Wie sonst wird die Temperaturgleichheit der Plättchen durch Thermoelemente an der Rückseite derselben geprüft. Die Plättchen — zur Elimination von Fehlern sind von jeder Sorte zwei vorhanden und abwechselnd ein blankes und ein geschwärztes aneinandergereiht — liegen an der Stirnfläche des zylindrischen Meßinstrumentes ganz frei, so daß bei vertikaler Stellung desselben die geschwärzten Flächen gegen die ganze Halbkugel des Himmels ausstrahlen können. Eine Konstante des Instrumentes gibt, mit dem Quadrate der Stärke des Kompensationsstromes multipliziert, die Ausstrahlung in Grammkalorien per Quadratcentimeter und Minute. Diese Konstante ist — genauer gesagt — in geringem Maße von der Temperatur abhängig, da sie den Leitungswiderstand des Platins enthält. Bei der Bestimmung der Konstante wurde die Ausstrahlung gegen eine geschwärzte halbsphärische Fläche von bekannter Temperatur gemessen. Zur Berechnung diente das Stefansche Strahlungsgesetz; als Strahlungskoeffizienten bediente sich Angström hierfür der von Kurlbaum bestimmten Zahl $7.68 \cdot 10^{-11}$ (Grammkalorien pro Quadratcentimeter und Minute).

Einige in der Nähe von Christiania vorgenommene Messungen der nächtlichen Ausstrahlung mit diesem Apparate zeigten, daß er sich leicht handhaben läßt und daß eine

[1]) Die Zeit ist die des Meridians 22° 30′ E, während Kenilworth 24° 27′ Ostlänge hat; Zeitdifferenz demnach etwa 8 Minuten.

[2]) Nova Acta R. Soc. Sc. Ups. IV, 1, No. 2.

Digitized by Google

Messung in wenigen Minuten ausgeführt werden kann. Eine Beeinflussung durch Wind infolge ungleicher Abkühlung oder Erwärmung des blanken und geschwärzten Plättchens fand Angström nicht; eine solche würde die Messungsergebnisse beeinträchtigen. F. M. E.

Die Nebel in Paris und Umgebung von Josef Jaubert. (La Nature, 30. Decembre 1905.) Am 16. Dezember 1905 wurde in Paris am Vormittag ein sehr intensiver Nebel beobachtet, der dem Verfasser Anlaß gibt, über die Pariser Nebel zu berichten. Die Höhe desjenigen vom 16. Dezember betrug 400 m; er war so dicht, daß bis gegen Mittag künstliche Beleuchtung gebraucht wurde. Bei einem früheren Nebel am 3. Dezember 1904 wurde ein Ballonaufstieg unternommen und dabei beobachtet, daß der Stadtrauch nicht über die obere Nebelgrenze hinaus aufsteigen konnte; er bedeckte damals nur einen Teil der Stadt und war im Norden und Osten viel dichter, als im Westen. Im allgemeinen sind die Nebel in Paris zu jener Zeit am dichtesten, zu welcher in der Stadt die meisten Öfen geheizt werden.

Literaturbericht.

Sommer, Emil: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. Stuttgart, J. Engelhorn 1906. 8°. 42 S., 5 Karten. („Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde", herausgegeben von A. Kirchhoff. XVI. Band, 2. Heft). Preis 5 M.

Der Verfasser hat die an 345 Stationen während des Jahrzehnts 1891 bis 1900 beobachteten Temperaturen, wie sie in den meteorologischen Jahrbüchern niedergelegt sind, zu einer kartographischen Darstellung der Temperaturverteilung in Deutschland und seinen nächsten Nachbargebieten verarbeitet und nicht auf den Meeresspiegel reduzierte Isothermenkarten für das Jahr und die vier Monate Januar, April, Juli und Oktober entworfen. Die Isothermen sind auf den im Maßstab 1:4000000 gezeichneten Karten in Abständen von je 1 Grad gezogen und die dabei hervortretenden Temperaturgebiete in verschiedenen Farben gehalten. Die Grundlagen der Karten sind, nach Stationsnetzen geordnet und mit Angabe der geographischen Lage und der Seehöhe der Stationen, ausführlich in Tabellen zusammengestellt, während der begleitende Text in besonderen Abschnitten das Material und die Methode der Bearbeitung, sowie den Verlauf der Isothermen behandelt.

Von den verwendeten Stationen sind 271 das ganze Jahrzehnt in Tätigkeit gewesen; bei den übrigen, die aber mindestens 5jährige Beobachtungsreihen aufweisen, wurden die Lücken in den Beobachtungen durch Interpolation ausgefüllt. Leider ist vom Verfasser unterlassen worden, diese Werte in den Temperaturtabellen kenntlich zu machen, so daß eine Benutzung derselben sehr erschwert wird. Zur Bildung der Mitteltemperaturen wurde die Kombination $(7^h + 2^h + 9^h + 9^h) : 4$ zugrunde gelegt, wodurch sich an 63 Stationen, von denen dieser Kombination entsprechende Temperaturen nicht gegeben werden, die Vornahme von Reduktionen nötig machte. Es lag nahe, festzustellen, wieweit die aus dem gewählten kurzen Zeitraum abgeleiteten Temperaturmittel von den einer langjährigen, 30- bzw. 40jährigen Periode, die von Hann, Kremser und Singer publiziert sind, abweichen. Als Resultat zeigte sich, daß die benutzte Beobachtungsperiode einen bis um 1.5° zu kalten Januar hatte; im April, Juli, Oktober und Jahr betrugen dagegen die Abweichungen der verglichenen Temperaturen durchschnittlich nicht mehr als 0.2°.

Der Verlauf der Isothermen läßt, wie bereits auch die von Perlewitz entworfenen, auf den Meeresspiegel reduzierten Temperaturkarten von Deutschland gelehrt haben, erkennen, daß die Temperatur eines Ortes in Mitteleuropa außer von der geographischen Breite und Seehöhe in nicht geringem Maße von der geographischen Länge abhängt. Vor allem sind es die Wintertemperaturen, die gesetzmäßige Änderungen mit der geographischen Länge aufweisen, während bei den Sommertemperaturen naturgemäß wesentlich die Meereshöhe ausschlaggebend wird. Dieses verschiedene Verhalten der Temperaturen in Mitteleuropa erklärt sich aus dem wechselnden Einfluß des Ozeans, der im Gegensatz zum Winter im Sommer auf ein sehr geringes Maß reduziert wird. Infolgedessen ist auf der Januarkarte der Verlauf der Isothermen fast genau nordsüdlich, was also einer Temperaturabnahme von Westen nach Osten entspricht; auf der Julikarte dagegen kann nur in der norddeutschen Tiefebene eine gewisse Gesetzmäßigkeit im Verlauf der Kurven, nämlich eine

Digitized by Google

fortschreitende Temperaturabnahme von Südosten nach Nordwesten, festgestellt werden. Die April- und Oktoberkarten sind einander sehr ähnlich; die Isothermen dieser beiden Karten zeigen die Tendenz zu einem Verlauf von Westnordwesten nach Ostsüdosten. Die Karte der Jahresisothermen schließlich lehrt, daß die rascheste relative Temperaturveränderung sich in Mitteleuropa im Jahresdurchschnitt von Südwesten nach Nordosten vollzieht. — Als wärmstes Gebiet Mitteleuropas erwies sich der südliche Teil der oberrheinischen Tiefebene, als kältestes das Seenplateau Ostpreußens.

H. Henze.

Freybe, O.: Praktische Wetterkunde. Eine gemeinverständliche Anleitung zur Benutzung von Wetterkarten in Verbindung mit örtlichen Beobachtungen. Mit 1 Wetterkarte, 88 Kärtchen und 13 Skizzen. Berlin, P. Parey 1906. Preis in Lnwd. geb. 5 M.

Die Ansichten über den Wert der Wettervorhersage haben in den letzten 3 bis 4 Dezennien mancherlei Schwankungen durchgemacht und sind auch jetzt noch recht verschieden. Zuerst, als man den Telegraphen in den Wetterdienst einführte, als man anfing, aus den synoptischen Wetterkarten für die nächste Zeit Wettervorhersagen abzuleiten, machte sich ein allgemeiner Optimismus geltend, um so mehr, als es jetzt gelungen war, eine wissenschaftliche Grundlage für die Wettervorhersage sich zu verschaffen. Allein die Erwartungen, welche man sich gemacht hatte, auf diesem Gebiete rasche Fortschritte zu erzielen, blieben hinter den Erfolgen weit zurück, so daß nach und nach dem Optimismus ein ausgesprochener Pessimismus folgte, welcher allerdings wohl begreiflich, aber nicht gerechtfertigt erscheint. Man glaubt, an der Grenze der Leistungsfähigkeit angelangt zu sein und hält jeden Versuch, die Wettervorhersage zuverlässiger zu machen, wenigstens für bedenklich. Unterdessen wurden auf dem Gebiete der Wettertelegraphie bedeutende Fortschritte gemacht, welche hauptsächlich darin bestanden, daß die Wettertelegramme bedeutend früher verbreitet wurden, als es bisher der Fall war, so daß alles wichtigere Material schon etwa eine Stunde nach der Beobachtung in den Händen der Institute war.

Hieran knüpfte sich sofort der Wunsch der Interessenten, insbesondere der Landwirte, das wettertelegraphische Material ausgiebig für ihre Bedürfnisse zu verwerten und in ganz Deutschland einen einheitlichen geregelten Wetterdienst einzuführen, hauptsächlich aber sollte eine allseitige Wettervorhersage eingeführt werden, so daß also der Pessimismus wieder dem Optimismus Platz machte. So ist der gegenwärtige Stand der Wettervorhersage; was sich daraus entwickeln wird, bleibt abzuwarten, der Erfolg wird davon abhängen, in welcher Weise vorgegangen wird.

Schon wiederholt habe ich auf die Mißstände verwiesen, welche der Wettervorhersage noch anhaften und ihren Fortschritt so erheblich verhindern; vor allem ist es die Urteillosigkeit des Publikums, welche ihrer Entwickelung schon lange im Wege stand und noch im Wege steht. Solange die Wettervorhersagen gewissermaßen von oben herab ohne weiteres gegeben werden, wird ein nennenswerter Erfolg wohl nicht zu erwarten sein. Das Publikum darf die Wettervorhersagen nicht als Orakelsprüche, als Prophezeihungen ansehen. Wenn es nicht imstande ist, die häufigen, jetzt noch unvermeidbaren Mißerfolge mit gerechtem Maßstabe zu messen oder die Wettervorhersagen nach den jeweiligen Änderungen des Wetters am Orte selbst in Zusammenhang mit den großen allgemeinen atmosphärischen Vorgängen zu modifizieren, dann mag es nicht selten zu der Ansicht kommen, daß unsere Wettervorhersagen für die Praxis nur einen geringen Wert haben oder doch nur sehr geringen Nutzen bringen können. Hier kann nur Aufklärung des Publikums Abhilfe schaffen und diese ist nicht allein möglich, sondern auch viel leichter, als man annehmen dürfte, zumal das Interesse an Wind und Wetter ein allgemeines ist, insbesondere bei Landwirten. Die Grundzüge der praktischen Witterungskunde und damit die Grundsätze, welche der Aufstellung der Wettervorhersage zugrunde liegen, sind so einfach und gemeinverständlich, daß sie auch von elementar Gebildeten leicht verstanden und angewendet werden können.

Um sich ein gegründetes Urteil über das bestehende und zu erwartende Wetter zu verschaffen, dienen die Wetterkarten, wozu noch die örtlichen Beobachtungen gehören, welche mit und ohne Instrumente angestellt werden. Schon ein flüchtiger Blick auf die Wetterkarte genügt, zu erkennen, in welcher Wetterlage wir uns befinden. Es erscheint als ein unabweisbares Bedürfnis, daß übersichtliche Wetterkarten täglich allseitig verbreitet werden und zwar unentgeltlich oder zu einem minimalen Preise. Solange ein allgemeines

Digitized by Google

Verständnis nicht erreicht sein wird, werden wir uns vergebens bemühen, auf dem Gebiete der Wettervorhersage etwas Befriedigendes zu leisten.

Das sind im allgemeinen die Gesichtspunkte, welche dem Freybeschen Buche zugrunde liegen. An der Hand eines umfangreichen Kartenmaterials bespricht der Verfasser in zweckmäßiger Weise seine Erfahrungen auf dem Gebiete der Wettervorhersage und zwar in klarer, leicht verständlicher Form, so daß auch elementar Gebildete mit leichter Mühe sich in das Verständnis und die Deutung der Wetterkarten hineinarbeiten können. Mit Recht legt der Verfasser hohen Wert auf die Angaben der Barometer und sucht dadurch die wetterprophetische Skala der Barometer wieder in Achtung zu bringen. Auch die Winde, die ja unmittelbar von der Luftdruckverteilung abhängen, werden sorgfältig besprochen, wobei auf den Ursprung der Winde genügende Rücksicht gelegt wird.

Interessant ist die Vorführung besonderer Fälle, die sich ohne Zuhilfenahme der Wetterkarten nicht ohne weiteres erklären lassen. Besondere Aufmerksamkeit widmet der Verfasser der Bewegung der Depressionen und der Hochdruckgebiete und mit vollem Rechte, indem hierdurch ja unser Wetter und dessen Umwandlungen bedingt werden.

Genaue Vorschriften für die Aufstellung der Wettervorhersage gibt der Verfasser nicht und kann er auch füglich nicht geben. Bei jeder Wettervorhersage müssen alle Umstände sorgfältig in Betracht gezogen werden. Wettervorhersagen auf mehrere Tage voraus werden gegenwärtig von wissenschaftlichen Instituten nicht gegeben, indessen ist es bei Eintritt gewisser Wetterlagen ganz gut möglich, ein Urteil über das Verhalten des Wetters für einige Tage voraus zu geben, und dahin sollte doch unser Bestreben gerichtet sein, da hiermit dem Berufsleben am meisten gedient wäre.

Über die künftige Verbesserung der Hilfsmittel zur Wettervorhersage urteilt der Verfasser doch etwas zu optimistisch. Voraussichtlich werden wir uns noch lange bemühen, das zu erreichen, was alles wünschenswert erscheint, vorläufig handelt es sich nur darum, das, was wir schon erreicht haben, gehörig auszunutzen.

Wiederholt spricht der Verfasser von Beobachtungen am Orte selbst, des Windes, des Wolkenzuges, insbesondere des Barometers. Diese geben eine wichtige Ergänzung dessen, was uns die Wetterkarte bietet. Hierbei möchten wir einer Meinung entgegentreten, welche öfter ausgesprochen wird, namentlich von solchen, welche von praktischer Meteorologie nichts oder doch so gut wie nichts verstehen, nämlich daß unsere Witterungserscheinungen durch rein örtliche Einflüsse in hervorragender Weise häufig beeinflußt werden, so daß es untunlich erscheinen möchte, Wettervorhersagen für ein größeres Gebiet aufzustellen, ohne die örtlichen Einflüsse dieses Gebietes zu berücksichtigen. Vergebens indessen sucht man zu erfahren, welches denn diese örtlichen Einflüsse sind und in welcher Art und Weise sie sich äußern. Allerdings, das wissen wir, haben Meereshöhe, hohe Gebirgszüge und auch wohl ausgebreitete Wälder einen merklichen Einfluß auf unser Wetter, allein andere Eigenarten unserer Erdoberfläche, wie minder mächtige Gebirge, kleinere Seen und Wälder und Täler können die großen, allgemeinen atmosphärischen Vorgänge in irgendwie erheblichem Maße sicherlich nicht abändern, wenn auch durch diese geringere Temperaturschwankungen und geringere Ab- oder Zunahme der Niederschläge hervorgebracht werden können. Über größeren Gebieten herrscht zumeist eine allgemeine Luftströmung, welche dem Wetter überall denselben Charakter aufdrückt, so daß örtliche Einflüsse nicht zur Geltung kommen können oder vielmehr sich sofort verwischen; sind aber allgemeine Luftströmungen nicht vorhanden, so kann es allerdings vorkommen, daß in verhältnismäßig nahe gelegenen Orten Wärme- und Feuchtigkeitsunterschiede sich herausbilden, durch welche Unterschiede in der Luftdruckverteilung und daher auch örtliche Luftströmungen hervorgerufen werden. In diesem Falle ist aber eine Wettervorhersage, welche angibt, wann und wo die Niederschläge fallen werden, nicht möglich, sie kann nichts anderes, als den unsicheren schwankenden Charakter der Witterung angeben. Nichtsdestoweniger sind die Beobachtungen am Orte selbst, so wie sie Herr Freybe angibt, wenn sie an die allgemeine Wetterlage angelehnt werden, für die Aufstellung der Wettervorhersage von grundlegender Bedeutung.

Wir ermangeln nicht, dem Freybeschen Buche eine möglichst große Verbreitung zu wünschen und allen Landwirten angelegentlichst zu empfehlen.

J. van Bebber.

Digitized by Google

Bibliographie.

Annales du Bureau Central Météorologique de France, publiées par E. Mascart. Année 1902. I. II. III. Paris 1905. 4°. 3 Bde.

—: Année 1903. III. Pluies en France. Paris 1905. 4°.

V. **Bericht** über die Thätigkeit der Kgl. ung. Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus und des Observatoriums in Ógyalla im Jahre 1904. (Deutsche Ausgabe). Im Auftrage der Direktion zusammengestellt von Anton Réthly. Budapest 1905. 8°. 33 S., 1 Karte.

Bracke, A.: La revue néphologique. Mons 1906. 8°. — Erscheint monatlich im Umfang von $^1/_2$ Bogen. Preis pro Jahrgang 4 fr.

XXXIIe **Bulletin** météorologique annuel du département des Pyrénées-Orientales publié sous les auspices du Conseil Général. Année 1903. Perpignan 1905. 4°. 51 S, 1 Porträt des verstorbenen Dr. Fines.

Durand-Gréville, E.: La loi des grains et des orages. Bruxelles (1906). 8°. 20 S. S.-A. Bull. d. l. Soc. belge d'astr. 1905 et 1906.

Eiffel, G.: Types généraux de comparaisons météorologiques appliqués à l'étude des stations de Beaulieu-sur-Mer (Alpes Maritimes), Sèvres (près Paris) et Vacquey (Gironde) pour l'année 1905 (premier semestre). Paris, L. Maretheux imprimeur 1905. 4°. 3 Bl., 71 S., 6 Tafeln.

— Étude comparée des stations météorologiques de Beaulieu-sur-Mer (Alpes Maritimes), Sèvres (Seine-et-Oise), Vacquey (Gironde) pour l'année 1904. Paris, L. Maretheux, imprimeur 1905. 4°. VII, 156 S. et Atlas de Planches, 12 Tafeln in Mappe. — Beide Bände enthalten reiches Material zur vergleichenden Klimatologie Frankreichs und zur Methodologie der Meteorologie im allgemeinen. G. H.

Engelenburg, E.: Zur täglichen Variation der magnetischen Deklination. Potsdam 1906. 4°. 39 S., 1 Tafel. S.-A. Archiv des Erdmagnetismus, Heft II.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an den Landesstationen in Bosnien-Hercegovina im Jahre 1901. Herausgegeben von der Bosnisch-Hercegovinischen Landesregierung. Wien 1905. 4°. XIV, 277 S.

Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen auf den meteorologischen und Regenmeß-Stationen in der Schweiz. Jahrgang 1904. Zweites Halbjahr. Herausg. v. d. Schweiz. meteorol. Zentralanstalt. Zürich (1905). 4°. XII, 118 S., 3 Tafeln.

Fraser, H. A. Denholm: Experiments made to determine the temperature co-efficients of Watson's magnetographs. Calcutta 1905. 4°. 1 Bl, 45 S., 11 Tafeln (Survey of India. Professional papers. 1905. Serial No. 8). — Eine sehr eingehende Studie über die genannte Frage.

Günther, Siegmund und **Dannbeck, Simon:** Die Vorgeschichte des barischen Windgesetzes. München 1905. 8°. S.-A. Sitzungsber. d. math.-physik. Kl. d. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss. XXXV, 1905, S 381—426.

Hellmann, G.: Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. In amtlichem Auftrage bearbeitet. In drei Bänden. Berlin, D. Reimer 1906. 8°. Erster Bd., Text: V, 386, 139 S. mit 48 Fig. i. Text, 3 Tafeln und einer farbigen Karte. Zweiter Bd., Tabellen I: VII, 722 S. Dritter Bd., Tabellen II: VII, 872 S. Preis 60 M.

Hopfner, Friedrich: Die thermischen Anomalien auf der Erdoberfläche. 4°. 4 S., 4 Tafeln. S.-A. Petermanns Geogr. Mitt. 1906, Heft II. — Enthält Isanomalenkarten der Erde für die einzelnen Monate.

Deutsches meteorologisches **Jahrbuch** für 1904. Beobachtungssystem der Deutschen Seewarte. Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an 10 Stationen II. Ordnung und an 56 Sturmwarnungsstellen, sowie stündliche Aufzeichnungen an 4 Normal-Beobachtungs-Stationen. Jahrg. XXVII. Hamburg 1905. 4°. VI, 182 S.

Jahrbücher der Königl. ung. Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, XXXII. Bd. Jahrg. 1902. IV. Teil. Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1902. Budapest 1905. 4°. XXXII, 150 S., 1 Karte.

— XXXIII. Bd. Jahrg. 1903. I. Teil. Budapest 1905. 4°. X, 218 S., 1 Bl.

— (Dasselbe), III. Teil. Budapest 1905. 2 Bl., XXVII, 30 S., 1 Tafel.

XXIII. **Jahresbericht** des Vereins für Wetterkunde zu Coburg 1905. (Coburg). 8°. 18 S., 2 Tafeln.

Kassner: Die Witterungsverhältnisse des Jahres 1905 im Vergleich zu denen des Jahres 1904 und ihr Einfluß auf das Gedeihen der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen unter besonderer Berücksichtigung des Grundwasserstandes im Frühjahr 1905 und der Regen- und Hagelniederschläge im Sommer 1905. 8°. S.-A. Jahrbuch 1905 d. Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft, S. 454—460, 2 Tafeln mit 4 Karten.

Mache, Heinrich: Über die Genesis der Ionen in der Atmosphäre. Wien 1905. 8°. 12 S, 1 Tafel. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXIV, Abt. IIa.

Materyały zebrane przez Sekcye meteorologiczną w roku 1904. 8°. 73 S. S.-A. Spraw. Kom. fizyogr. XXXIX (Krakau 1905).

Momber, A.: Mittlere Monatstemperaturen von Danzig. 8°. S.-A. Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F. Bd. XI, 1906, S. 50–63, 1 Tafel.

Observações meteorologicas e magneticas feitas no Observatorio Meteorologico de Coimbra no anno de 1901. Volume XL. Coimbra 1906. Fol. VIII, 152 S.

Observatorio meteorológico central de México. Tiempo probable durante el año meteorológico de 1906 en la República Mexicana. México 1906. 8°. 10 S. — Wohl die erste Wetterprognose für ein ganzes Jahr, die von einem staatlichen meteorologischen Amt publiziert wird. Datiert ist sie bereits vom 30. Nov. 1904! G. H.

Quervain, A. de: Tafeln zur barometrischen Höhenmessung nach A. Angot. 4°. S.-A. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosph. II, 1905, S. 68–89.

— Sur le rôle des observations synoptiques de nuages. S.-A. Protok. d. aeronaut. Konf. v. St. Petersburg 1904 (1905), S. 151—162.

Results of the magnetical and meteorological observations made at the Royal Observatory, Greenwich, in the year 1903: under the direction of W. H. M. Christie. Edinburgh 1904. 4°. 4 Bl., LVII, (CXIX) S., 6 Tafeln. — Ist erst im März 1906 uns zugegangen!

[Schmidt, Ad.]: Johannes Edler. 8°. 2 Bl., 1 Portrait. S.-A. Terrestr. Magnetism 1905.

Schweidler, E., Ritter von: Luftelektrische Beobachtungen zu Mattsee im Sommer 1905. Wien 1905. 8°. 31 S., 1 Tafel. S.-A. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Bd. CXIV, Abt. 2a.

Steiner, Ludwig: Über die Häufigkeit der Gewitter im Zusammenhang mit dem Wechsel der Mondphasen. (1906). 8°. 10 S., 1 Tafel. S.-A. Földrajzi Közlemények (Abrégé) XXXIV, Heft I.

Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Cl. Riefler

Fabrik mathematischer Instrumente

Nesselwang u. München.

Präzisions-**Reisszeuge,**

Astronomische Präzisions-**Uhren,**

Nickelstahl-Kompensations-**Pendel.**

Lüttich 1905
St. Louis 1904
Paris 1900
} Grand Prix.

Illustrierte Preislisten gratis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

Vier- und fünfstellige Logarithmen

nebst einigen physikalischen Konstanten.

Gr. 8°. Kartoniert. M. —.80.

Diese von den Professoren **L. Holborn** und **Karl Scheel** aufgestellten und revidierten **neuen Logarithmentafeln** verdanken ihre Entstehung dem vielfach geäußerten Wunsche, Logarithmen der Zahlen allein, ohne die Logarithmen der trigonometrischen Funktionen, zu besitzen. Zugleich sind für die vier- und fünfstelligen Logarithmen bequeme Interpolationstafeln gegeben, wie sie bei vierstelligen Tabellen schon üblich waren; sie erübrigen die jedesmalige Bildung der Tafeldifferenzen und das Aufsuchen besonderer Proportionaltäfelchen. — Den Logarithmen sind kurze mathematische und physikalische Tabellen beigefügt.

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**

Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ableseung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Die Gletscher

von

Prof. Dr. **Hans Hess.**

Gr. 8°. XI und 426 Seiten. Mit 8 Vollbildern, zahlr. Abbildungen im Text und 4 Karten. Preis *M.* 15.—, geb. in Leinwand *M.* 16.—.

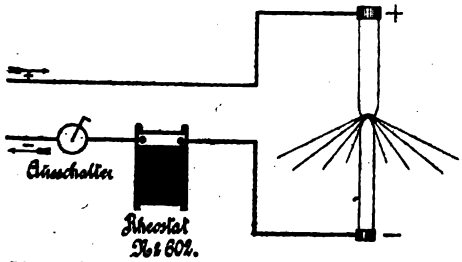
Das Buch behandelt das Gletscherphänomen in seinen wesentlichsten Zügen auf Grund der bis in die jüngste Zeit gewonnenen Forschungsergebnisse und enthält nicht nur eine Übersicht von bisher Bekanntem, sondern bietet auch an vielen Stellen Neues, was sowohl die wissenschaftlichen Kreise, die an den Fortschritten der Gletscherkunde interessiert sind, wie auch die große Zahl der Naturfreunde, welche auf ihren Wanderungen in die Gletscherregion kommen, in fesselnder Weise anregen und belehren wird.

Zahlreiche Illustrationen und die wertvollen Kartenbeilagen unterstützen die Ausführungen des Verfassers, der sich um die vor allem in den Alpen erzielten Ergebnisse der Gletscheruntersuchungen wesentliche Verdienste erworben hat.

Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

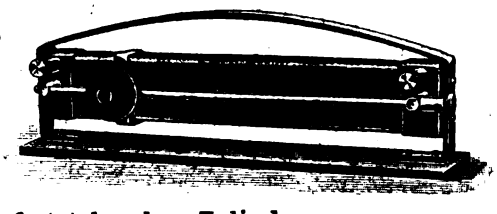
nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen-Widerstände



Laboratoriums-Widerstände jeder Art

Glimmerplatten-,
Graphit- und
Gefälldraht-
Widerstände.
Zylinder-



Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.

Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X.

Digitized by Google

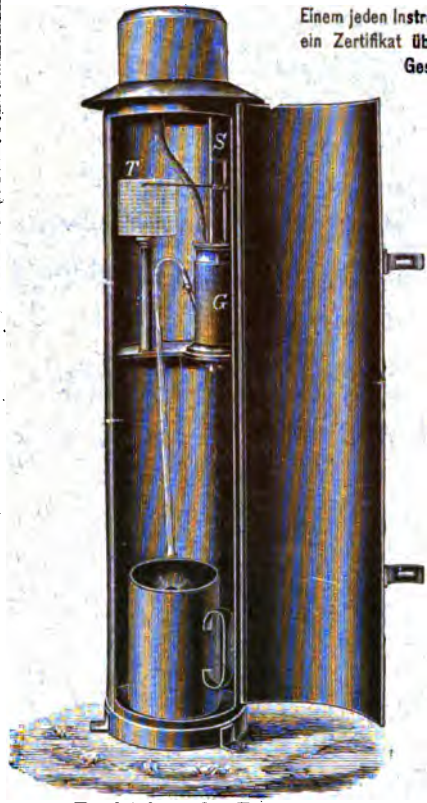
Aspirationspsychrometer

nach

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.



Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".

R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

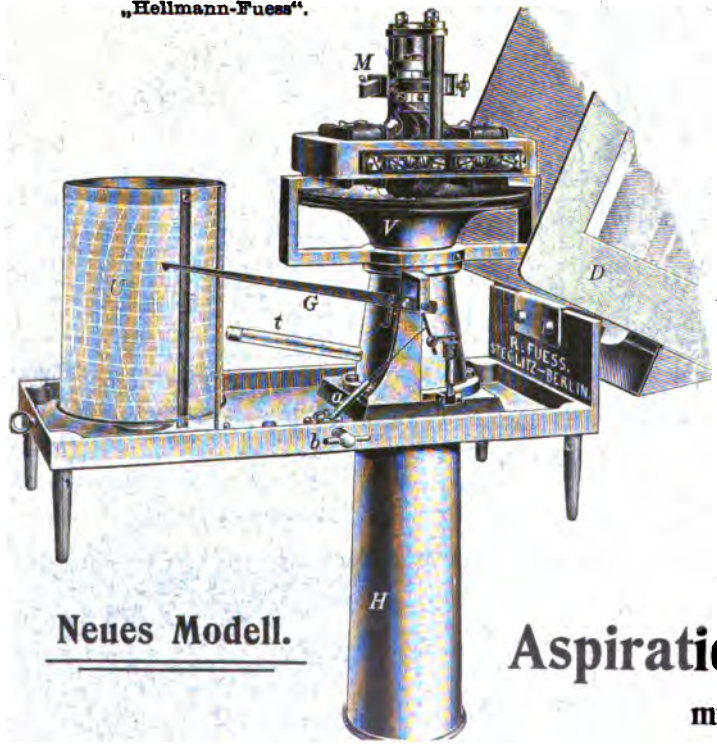
1. Spezial-Katalog über **Barometer** und **Barometer-Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und **Thermometer-Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende meteorologische Instrumente, Regenmesser, Windfahnen** und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente für Forschungsreisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der Ventilation in Gebäuden und Bergwerken.

Abteilung III.

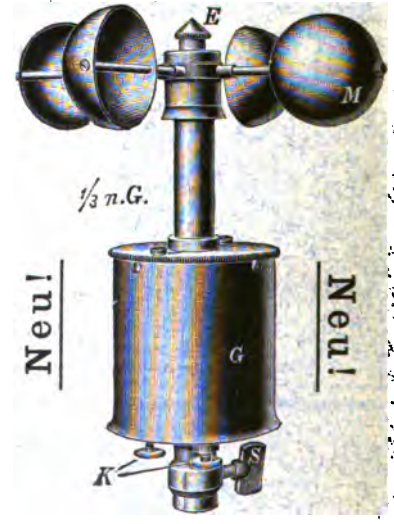
6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**



Neues Modell.



Kontaktanemometer

in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

☞ Diesem Hefte liegen bei: Ein Prospekt der Firma **Hermann Pohlenz,** Photo-Versandhaus in **Magdeburg;** ein Prospekt der **Actien-Gesellschaft für Anilin-Fabrikation** in **Berlin S O. 36,** betr. **Photographische „Agfa". Artikel,** sowie vier Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig.**

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Digitized by Google

1906 Heft 5 Mai

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUN 14 1906
CAMBRIDGE, MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit drei Textfiguren.

INHALT.

	Seite
von Ficker: Der Föhn vom 4. bis 6. November 1905 in den Ostalpen	193
mann: Die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Mit 2 Textfiguren	200
r Friesenhof: Die Luftdruckgebilde der unteren und der oberen Atmosphäre und ihr Zusammenhang	209
nachrichten	215

Kleinere Mitteilungen:

	Seite
leinschmidt: Der Eisregenfall am 19. Nov. 1905	216
: Klima von Port au Prince, Haiti	220
d v. Nettovich: Staubfall in Cattaro	223
elle: Vesuvasche in Cattaro	223
Bijelić: Staubfall in Ragusa	224
Janeščić: Mikroskopische Untersuchung der Staubteilchen	224
elle — J. Tripold: Staubfall zu Triest und Abbazia	224
he in Pozzis	225
ohaska: Hagelfall am 3. Juli 1905 in den Ostalpen	225
kale Verteilung der meteorologischen Elemente über dem rtischen Ozean von A. L. Botch und L. Teisserenc ort	227
nt: Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Innsbruck	229
Klein: Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen	231
Jährliche Periode der Erdbebenstörungen in Triest	232
J. H.: Außerordentlich kaltes Frühjahr 1905 in Südaustralien	232
J. H.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson	233
J. H.: Regenfall zu Tschemulpo	234
A. Rethly: Die meteorologische Station auf der Babiagura. Mit einer Textfigur	235
Regenfall zu Söul, Korea	235
Resultate der magnetischen Beobachtungen am Observatorium in Athen in den Jahren 1900 bis 1903 von D. Eginitis	236
Eckhard Lottermoser: Mittlerer Regenfall in Südguatemala	237
Magnetische Beobachtungen während der Sonnenfinsternis am 30. August 1905 in Spanien	237

Literaturbericht:

ber, Paul: Studien über Erdbodenwärme und Schneedecke	238
Bibliographie	239

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Original Lambrecht's
Aspirations-Psychrometer

erhebt den Anspruch, ein exaktes Normalinstrument zu sein. Es bezweckt, beiden Thermometern einen beständig erneuten Luftstrom zuzuführen, gleichzeitig aber die störende Wärmestrahlung zu beseitigen. Die Geschwindigkeit des Luftstromes ist so gewählt, daß sie die auf den meteorologischen Stationen erzielte Genauigkeit der Ablesung nicht nur erreicht, sondern sie sogar übertrifft. Die Instrumente gestatten eine sichere Abschätzung von 0,1° und geben somit die relative Feuchtigkeit noch bis zu 0,5 % an. Das Aspirations-Psychrometer wird also mindestens für alle Fälle, in denen nur ganze Prozente der Feuchtigkeit verlangt werden, eine mehr als ausreichende Aspiration besitzen.

Original Lambrecht's
Aspirations-Psychrometrograph

zeigt den Stand der Thermometer auch **nachträglich** exakt an. Ablesefehler sind hierdurch unmöglich.

Der Aspirations-Psychrometrograph liefert also bei bequemster Handhabung die sichersten Resultate. Für die Reise (Expeditionen) kann er mit Kasten und Baumschraube geliefert werden. **Ein weiterer wesentlicher Vorzug des Instruments ist noch die Möglichkeit, daß die zu untersuchende Luft weit hergeholt werden kann (Rohrleitung), was namentlich für technische Zwecke wichtig ist.**

Lambrecht's Instrumente sind gesetzlich geschützt.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache No. 272 von

Gegründet 1859. **Wilh. Lambrecht, Göttingen** **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der großen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

Vertreter an allen grösseren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch:

C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 5.

Der Föhn vom 4. bis 6. November 1905 in den Ostalpen.

Von HEINZ VON FICKER.

Über Aufforderung der Redaktion gebe ich im folgenden eine kurze Darstellung dieses bemerkenswerten Föhnfalles, wobei ich mir eine Würdigung in theoretischer Beziehung für später vorbehalte. Zwei Umstände machten diesen Föhn bemerkenswert. Erstens ist er in den ganzen Ostalpen aufgetreten — natürlich auch in der Schweiz, worauf hier jedoch nicht näher eingegangen werden kann. Zweitens aber war die Stärke des Föhns eine ungewöhnliche, worüber mehrere Berichte vorliegen. Einige dieser Berichte seien im folgenden mitgeteilt:

Der Beobachter in Hallstatt, Herr J. G. Künesberger, sandte folgenden Bericht: „Am 5. November herrschte hier starker Wirbelsturm. Er begann etwa 8^h abends und endete 1^h nachts. Der Sturm richtete großen Schaden an. Es wurde der Wald strichweise niedergerissen. Dächer wurden abgedeckt und mehrere Schupfen (Scheunen) niedergerissen."

Herr L. Ploy, Beobachter in Krimml, im hintersten Zweigtale des salzburgischen Pinzgaues, fügte dem Beobachtungsbogen folgenden Bericht zum 5. November bei: „Der Südwind wuchs etwa $^1/_2 12^h$ mittags stark an und trug insbesondere in der Zeit von 12 bis 1^h mittags und von 4 bis 5^h nachmittags feinen grauen Sand mit sich, welchen man in den Augen deutlich verspürte, namentlich, wenn man gegen den Wind ging. Der Wind hielt in der Stärke „8" bis 6^h abends an; von dieser Zeit an blies er stoßweise (sehr heftig) bis gegen Mitternacht. Das Thermometer stieg um 2^h nachmittags bis 17.8° C. Diese Hitze war sehr drückend. — Im Krimmlertale entfaltete sich der Wind häufig wirbelartig und mehr in der Tiefe als in der Höhe, wovon die Beschädigungen in den Wäldern und Gebäuden zeugen. Besondere Begleiterscheinungen, außer dem erwähnten Flugsande, sind nicht zu verzeichnen. Auch in der Nacht vom 4. auf den 5. November kamen einzelne stärkere Windstöße vor."

Sogar Tageszeitungen nahmen von diesem ungewöhnlichen Föhn Notiz. So brachte die Frankfurter Zeitung vom 7. November einen interessanten Bericht über das Wüten dieses Föhns in der Schweiz. Unter anderem berichtete sie, daß im Dorfe Rotenbrunnen im Bündnerlande 11 Häuser abgebrannt seien. Im Haslital hätte man ferner einen Föhn von so beängstigender Gewalt seit vielen Jahren nicht mehr erlebt.

Es scheint demnach nicht ohne Interesse, die Temperatur- und Luftdruckverhältnisse während der Föhntage in den Ostalpen genauer zu untersuchen, wobei ich Herrn Direktor Prof. Erk in München für die Mitteilungen der Beobachtungen an einigen bayerischen Stationen meinen Dank ausspreche.

Am Morgen des 4. November lag hoher Druck von SE her über den Alpen und reichte bis über Mitteldeutschland im Norden, bis an die Ostschweiz im Westen. Die Stationen im nördlichen Vorlande der Ostalpen melden teils heiteren Himmel, teils Bodennebel, alle sehr tiefe Temperaturen. Die Temperaturabnahme mit der

Digitized by Google

Höhe war sehr langsam. Temperaturdifferenz München 526 m — Zugspitze 2964 m nur 6.5° C. Doch herrscht in der Höhe, wenigstens im westlichen Teile der Ostalpen, bereits starker Südwind (Zugspitze SW 6), während weiter im Osten die Südströmung noch viel schwächer ist (Sonnblick SW 2). Von Westen her reicht ein Minimum bis an die Küsten Frankreichs und Englands. Gradient vom Südfuß zum Nordfuß der Alpen noch schwach (Druckdifferenz Riva — Innsbruck 1 mm).

Am Morgen des 5. November typische Föhnlage. Hoher Druck liegt im Osten, ein Keil hohen Druckes südlich der Alpen. Das Minimum hat sich vertieft, ist von Westen her in den Kontinent eingedrungen, nördlich der Ostalpen liegt eine sekundäre Depression. Der Gradient Riva — Innsbruck hat sich bis auf 6.1 mm verstärkt. Zugspitze meldet SSE 7, Sonnblick SW 4.

Am Morgen des 6. November hat sich der Druck im W—NW abermals vertieft; der Kern des Minimums über Schottland. Im E hoher Druck, der einen Ausläufer im S der Alpen hat. Letzterer reicht im W der Alpen bereits über diese nach N hinaus. Zugspitze und Sonnblick melden SSE 2, der Gradient Riva — Innsbruck ist auf 2.1 mm gefallen.

Am Morgen des 7. November ist der Föhn zu Ende. Der Kern des Minimums lagert zwar noch an gleicher Stelle, aber er hat an Intensität verloren. Hoher Druck lagert noch immer im E. Im nördlichen Alpenvorlande ist der Druck stark gestiegen, im Golf von Genua hat sich ein Minimum gebildet. Der Luftdruck ist in Innsbruck um 0.8 mm größer als in Riva. Dessenungeachtet melden die Hochstationen noch südliche Winde (Zugspitze SSE 1, Sonnblick SW 3; die Südströmung also noch stärker im Osten der Alpen, umgekehrt, wie bei Beginn des Föhns. Die Gipfelstationen nehmen auch noch nicht Teil an der starken Abkühlung der Talstationen, denn die Abkühlung tritt auf dem Sonnblick erst am Abend des 8. November ein.

Temperaturgang.

Wir betrachten nun die Temperaturverhältnisse südlich und nördlich der Alpen. Nebenstehende Tabelle gibt die Terminbeobachtungen (7^h, 2^h, 9^h) einer Reihe von Stationen, sowie den während der Föhntage gefallenen Niederschlag. Die Stationen sowohl der Süd- wie der Nordseite sind in eine West- und in eine Osthälfte geteilt, in jeder Abteilung jedoch nach der Höhe geordnet. Drei Höhenstationen sind beigefügt, und zwar repräsentiert Sonnblick (3106 m) die Zentralalpen, Zugspitze (2964 m) die nördlich vorgelagerten Berge, Obir (2044 m) die südlich den Zentralalpen vorgelagerten Berge. Die Stationen des nördlichen Alpenvorlandes sind der Ostabteilung zugezogen.

Der Föhn, der am Morgen des 4. November in der Höhe bereits eingesetzt hat, trifft nördlich der Alpen im Tale durchwegs sehr niedere Temperaturen, doch bewirkt er bereits bis 12^p überall kräftige Temperatursteigerung. Am Abend des 4. November kühlen fast alle Stationen, wenn auch nur unbedeutend, ab, nur in wenigen Stationen hält der Temperaturanstieg auch in der Nacht vom 4. zum 5. November an. Betreffs dieses Punktes verweise ich auf die Innsbrucker Föhnstudien I (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. 1905 [1]).

Auch in den Stationen südlich der Zentralalpen liegen die Morgentemperaturen am 4. November zum Teil ziemlich niedrig. Die Temperatursteigerung ist nicht

[1]) Siehe auch kurzes Referat in der Met. Ztschr. 1905, S. 324 ff. Tabelle I ist ein schöner Beweis, in wie vielen Talstationen Störungen des kontinuierlichen Föhnverlaufes auftreten, ja, daß solche Störungen geradezu Regel zu sein scheinen.

Digitized by Google

Tabelle I. Föhn vom 4. bis 6. November 1905. Temperatur.

Stationen südlich der Zentralalpen	m	4. November 7a	4. November 2p	4. November 9p	5. November 7a	5. November 2p	5. November 9p	6. November 7a	6. November 2p	6. November 9p	Niederschlag mm
Westlicher Teil											
Arco	88	9.0	12.2	9.8	10.4	12.6	13.6	8.8*	17.0	10.0	—
Riva	90	8.7*	11.5	9.4	10.1	12.1	13.0	9.3	14.0	9.4	25.6
Rovereto	209	7.8	9.4	8.4	8.8	10.0	10.3	7.8	13.6	7.4*	17.0
Trient	210	6.9*	10.0	8.1	8.0	9.8	8.8	8.2	14.7	9.2	29.3
Gries b. Bozen	279	4.8*	10.8	8.0	6.8	10.0	8.5	9.2	16.0	9.2	8.0
Comparta	500	5.1*	8.3	5.9	5.7	9.3	6.4	8.2	14.3	9.1	—
Levico	525	3.8*	8.0	7.0	7.6	8.5	14.0	8.0	18.0	8.0	35.2
Brixen a. Eis.	584	2.6*	9.4	6.0	4.5	10.8	8.5	6.1	13.0	4.3	16.1
Cavalese	1014	2.8*	5.4	3.8	5.2	8.2	9.2	7.0	10.4	4.2	22.5
Marienberg	1335	— 0.2*	3.6	1.4	1.2	4.6	7.0	4.2	6.6	3.2	26.5
Vetriolo	1490	0.0	1.2	— 2.3*	0.0	1.3	0.0	— 1.2	3.0	0.0	3.7
Pejo	1580	— 1.8*	3.9	0.0	1.8	4.2	6.0	0.9	5.1	1.8	27.9
Rollepaß	2000	3.0	1.6	0.6	2.8	3.4	3.6	0.6	2.8	— 0.6*	62.0
Östlicher Teil											
Görz	94	9.3*	13.6	10.6	12.4	15.8	15.2	14.2	13.7	10.8	49.7
Gottschee	184	3.6*	6.8	4.0	6.2	9.2	4.6	6.0	8.2	5.8	48.8
Stein	280	1.9*	7.9	5.7	5.9	13.5	8.6	10.6	10.5	9.5	52.9
Laibach	306	4.3*	6.5	4.9	5.0	10.2	7.1	10.7	10.2	8.6	51.7
Graz	369	0.9*	10.3	4.5	4.4	14.4	9.5	7.2	10.8	9.8	7.2
St. Paul	414	1.0*	11.4	5.4	5.8	13.7	9.4	7.2	14.0	7.9	2.4
St. Andrä	432	— 0.7*	8.0	1.8	1.2	11.6	7.7	9.0	9.9	8.4	—
Klagenfurt	450	— 0.2*	7.0	2.7	2.6	9.4	6.5	7.8	9.8	6.0	23.5
Bruck a. Mur	489	— 1.0*	3.8	0.1	— 0.1	5.0	12.0	7.7	11.3	9.2	—
Oberdrauburg	630	1.3*	8.5	4.4	4.1	6.8	4.7	8.1	8.3	5.6	40.0
Leskova dolina	801	0.6*	4.0	4.0	10.0	14.0	13.0	7.0	8.3	1.2	89.2
Bleiberg	927	— 0.3*	7.3	3.6	4.2	8.2	5.6	5.2	8.7	5.6	30.2
Masun	1003	4.8	6.6	6.0	9.0	13.0	10.2	9.4	8.6	2.8*	75.0
Mallnitz	1150	— 2.2*	4.1	1.4	4.1	6.2	7.2	5.4	6.4	3.1	—
Gipfelstationen											
Zugspitze	2964	— 7.2	— 4.0	— 3.2	— 2.9	0.2	— 2.6	— 8.4*	— 6.3	— 7.4	3.9
Sonnblick	3106	— 9.7*	— 7.0	— 5.4	— 4.9	— 3.2	— 3.6	— 5.0	— 3.4	— 5.8	33.2
Obir	2044	— 2.8*	— 0.8	0.8	2.5	2.5	2.8	0.8	1.0	— 0.4	18.9

Stationen nördlich der Zentralalpen	m	4. November 7a	4. November 2p	4. November 9p	5. November 7a	5. November 2p	5. November 9p	6. November 7a	6. November 2p	6. November 9p	Niederschlag mm
Westlicher Teil											
Bregenz	426	0.4*	8.6	9.4	8.8	16.2	16.2	7.8	10.8	3.4	3.1
Feldkirch	462	0.3*	15.0	13.4	11.0	22.3	11.4	6.2	11.1	4.4	5.8
Kirchbichl	490	— 2.2*	8.2	4.4	2.4	18.2	15.4	4.6	10.6	3.7	3.0
Rotholz	536	— 0.4*	10.0	6.0	7.0	20.4	15.3	5.4	12.0	5.2	5.3
Innsbruck	577	0.0*	10.0	9.1	15.3	19.7	11.7	5.8	12.0	4.8	9.4
Partenkirchen	714	0.6*	12.6	5.4	6.0	22.1	13.7	1.9	9.7	5.1	9.5
Zams	772	0.3*	8.8	4.0	4.0	10.7	10.4	2.2	9.8	3.8	18.0
Mittenwald	919	3.5	10.0	9.5	12.5	18.0	12.1	4.4	9.2	1.7*	10.9
Gaschurn	964	— 3.1*	12.2	6.3	14.0	20.1	8.2	1.6	7.9	0.1	20.0
Trins	1230	2.0*	6.8	8.4	10.2	11.6	9.0	5.4	10.2	2.6	24.7
Langen	1219	1.4	5.8	6.4	8.0	13.4	5.4	0.0*	2.2	0.4	27.8
St. Anton	1307	— 4.2*	6.0	— 2.1	1.2	10.0	3.0	— 2.3	10.0	1.0	1.6
Galtür	1590	— 6.4*	3.0	1.2	6.5	12.4	3.4	— 0.6	3.5	— 3.8	12.9
Östlicher Teil und Alpenvorland											
Wien	202	— 0.2*	4.7	4.6	5.8	13.0	11.4	10.2	13.0	9.9	3.2
Wiener Neustadt	270	— 2.4*	3.8	3.2	2.6	13.4	12.2	8.9	13.0	10.3	2.6
Passau	309	0.1*	11.4	3.7	3.1	11.6	16.8	9.8	11.0	7.7	—
Scheibbs	324	— 0.4*	6.6	3.8	3.0	8.0	6.4	10.8	12.0	8.0	1.6
Kremsmünster	384	— 2.4*	8.5	3.7	4.2	7.5	14.9	10.6	11.2	8.2	—
Landshut	393	— 3.6*	10.0	6.5	2.4	15.0	13.8	5.8	11.7	2.4	—
Salzburg	435	1.6*	8.4	8.2	9.0	13.4	11.6	8.4	8.0	7.6	18.2
Ischl	467	2.4	11.2	7.5	5.6	20.4	21.6	15.0	11.6	6.8	—
München	526	— 0.7*	9.5	4.7	12.9	19.4	14.8	7.0	11.8	6.7	—
Spital am Tylan	647	— 1.5*	11.4	9.0	8.7	16.6	17.8	12.0	11.4	6.2	—
Zell am See	769	— 0.7*	5.6	1.9	2.9	18.8	16.4	6.8	11.1	5.1	6.2
Bucheben	1203	— 3.9*	4.9	2.9	10.7	14.5	10.5	8.2	8.4	1.7	25.0
Untersberg	1692	1.5	5.8	7.8	8.6	10.8	10.9	7.0	1.0*	1.0*	—
Schmittenhöhe	1966	— 2.0*	4.0	1.3	6.4	8.0	5.0	1.0	0.0	— 2.0*	—

Digitized by Google

groß, auf den meisten Stationen tritt abends Abkühlung ein. Eine Ausnahme machen nur hochgelegene Stationen in Krain (Leskova dolina 801 m, Masun 1003 m), in welchen auch in der Nacht vom 4. zum 5. November die Temperaturerhöhung anhält.

Auf den Gipfelstationen steigt die Temperatur kontinuierlich. Dieser Föhn ist dadurch auffällig, daß auch in der Höhe infolge der Südströmung beträchtliche Erwärmung eintritt.

Bemerkenswerter ist der Temperaturgang am 5. November, dem Hauptföhntage. In der Westhälfte der nördlichen Stationen tritt die größte Erwärmung überall um 2p ein. Je weiter wir nach Osten gehen, um so mehr ist der Eintritt der höchsten Temperatur verzögert und fällt auf den Abend des Tages. Um diese Zeit ist in den westlichen Stationen teilweise bereits starke Abkühlung eingetreten. Die östlichsten Stationen (Scheibbs, Wien) melden das Temperaturmaximum erst am 6. November bei südlichen Winden. Die Temperaturen der südlichen Stationen (Westhälfte) zeigen gegenüber dem Vortage geringe Änderung, nur in hochgelegenen Örtlichkeiten (Marienberg, Pejo, Rollepaß) tritt das Temperaturmaximum der ganzen Periode am Abend des 5. November ein.

Die Osthälfte der Südstationen bietet ein anderes Bild. Hier bringt der 5. November zum Teil so große Temperaturerhöhungen, daß das Maximum der Periode zumeist auf 2p dieses Tages fällt, wobei die enormen Regenmengen bemerkenswert sind, die in den vorerwähnten Krainer Stationen fallen. Die hohen Temperaturen der hochgelegenen Stationen (Leskova dolina 801 m 14.0° C, Masun 1003 m 13.0° C) sind um so bemerkenswerter, als Krainer Stationen, die 600 bis 900 m niedriger liegen, nur wenig höhere Temperatur zeigen (Görz 74 m 15.8° C, Stein 280 m 13.5° C).

Den Hochstationen bringt ebenfalls der 5. November das Temperaturmaximum. Die Gesamterwärmung beträgt auf der Zugspitze 7.4° C, Sonnblick 6.5° C, Obir 5.6° C. Die große Temperaturerhöhung der Hochlagen findet ihre Erklärung in der starken Erwärmung der von Süden zugeführten Luft am 5. November, wofür die hohen Temperaturen der Krainer Stationen zeugen.

Am 6. November ist der Föhn in der Westhälfte der Ostalpen erloschen, doch dauert die Südströmung in der Höhe an und bringt nach vorübergehender, mit Niederschlag verbundener Trübung wieder rasche Aufheiterung. Die Morgentemperaturen liegen aber zum großen Teil sehr niedrig, besonders in den am weitesten im Westen gelegenen Stationen (Feldkirch, Galtür, St. Anton, Innsbruck, Partenkirchen).

Die Osthälfte der nördlichen Stationen steht noch, wie bereits gesagt, unter Föhneinfluß.

Auf der Südseite der Alpen zeigt die Westhälfte eine bemerkenswerte Abweichung von der Osthälfte. In der Westhälfte tritt fast in allen Stationen die höchste Temperatur am 6. November ein unter rascher Aufheiterung, wobei Arco „föhnig“ meldet. Dabei kann es sich nur um Nordföhnerscheinungen handeln. Doch kann auf diese Frage an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden.

In der Osthälfte der Südstationen ist größtenteils Abkühlung eingetreten, ebenso in den Hochstationen, die zwar noch südliche Winde melden; doch weist die starke Abkühlung der Krainer Stationen darauf hin, daß die dem Hochgebirge zuströmende Luft im Süden der Alpen eine Abkühlung erfahren hat.

Betrachten wir also jetzt den Temperaturgang auf der Nordseite der Alpen im allgemeinen, so finden wir, daß das Temperaturmaximum in den östlichen Stationen

Digitized by Google

verspätet eintritt. Desgleichen finden wir, daß die Abkühlung von Westen nach Osten fortschreitet und, wie eingangs erwähnt wurde, nur langsam in die Höhe hinaufdringt.

Die im Westen gelegenen Stationen der Südalpen zeigen an den Föhntagen geringe Veränderlichkeit der Temperatur. Die Temperaturerhöhung am 6. November hat mit dem Föhn der Nordseite keinen Zusammenhang.

Starke Temperaturerhöhung hingegen zeigen einige Südstationen der Osthälfte und zwar sind es solche, die ziemlich weit entfernt vom Südfuße der Zentralalpen liegen und von dem Luftstrome bestrichen werden, der am Südabfall der Karawanken aufsteigt. In dem Gebiete zwischen Karawanken und Zentralalpen kommt es zu absteigenden Strömungen, was sich z. B. in Graz durch sehr hohe Temperaturen ausspricht. Auf die starke Erwärmung der Krainer Stationen, die uns den Temperaturgang in größerer Entfernung von den Zentralalpen repräsentieren, dürfte die starke Temperatursteigerung im Hochgebirge zurückzuführen sein.

Es scheint nicht ohne Interesse, die Temperaturen einiger Höhen- und Talstationen am Hauptföhntage einander gegenüber zu stellen, um zu sehen, wie weit die beobachteten Werte für die Temperaturabnahme mit der Höhe mit den durch die Theorie geforderten Werten in Übereinstimmung stehen. Ich benutze dazu die Werte für 2^p des 5. November.

	m	Höhendifferenz m	Temperaturdifferenz pro 100 m °C
Obir	2014	1060	0.54
Sonnblick	3106		
Sonnblick	3106	1900	0.93
Bucheben	1205		
Bucheben	1205	435	0.98
Zell am See	770		
Patscherkofel	1970	1000	0.42
Zugspitze	2964		
Zugspitze	2964	2250	0.97
Partenkirchen	715		

Die erste Übersicht zeigt uns die Temperaturgradienten bei der Zirkulation über die Zentralalpen. Auf der Südseite im aufsteigenden, mit Kondensation verbundenem Luftstrome etwa 0.5° C pro 100 m, im absteigenden Strome auf der Nordseite im Mittel 0.95° C.

Bemerkenswert ist die zweite Übersicht, wenn man bedenkt, daß der Patscherkofel bei Innsbruck zwar den Zentralpen zugehört, aber doch vom Hauptkamme ziemlich weit nördlich vorgeschoben ist, also sicher in keinem aufsteigenden Aste der Strömung liegt. Trotzdem ist die Temperaturabnahme in der Schicht zwischen Patscherkofel und Zugspitze, die noch weiter nördlich liegt, eine sehr langsame. Damit ist aber nichts anderes gesagt, als daß die Strömung auch auf der Nordseite der Zentralalpen von einer gewissen, von der mittleren Kammhöhe der Zentralalpen abhängigen Höhe an keine herabsteigende Bewegung hat, was auch mit früheren Beobachtungen am Patscherkofel übereinstimmt. Die Temperaturabnahme zwischen Partenkirchen und Zugspitze entspricht hingegen dem theoretischen Werte für einen absteigenden Luftstrom.

Ein interessantes Bild bieten uns die Maximaltemperaturen im Vorarlberger Föhngebiete am 5. November:

Langen 1219 m: 13.4° C Feldkirch 462 m: 22.3° C Bregenz 426 m: 16.2° C.

Zwischen Langen — Feldkirch herrscht ein Temperaturgradient, der den theoretischen Wert übertrifft. Bregenz hingegen, das 36 m tiefer als Feldkirch liegt, ist um 6.2° C kälter; ein Beweis, wie stark gestört die Verhältnisse mitten im Föhngebiete sein können.

Digitized by Google

Hier fügen sich vielleicht am besten einige Bemerkungen über die gefallenen Niederschläge ein. Auf der ganzen Südabdachung der Zentralalpen sind reichliche Niederschläge gefallen, in der Westhälfte am 4. und 5. November, in der Osthälfte am 5. und 6. November. Die Niederschläge waren am intensivsten im Osten in größerer Entfernung vom Kamme der Zentralalpen, also in jenen Orten, die auch durch ihre hohe Temperatur am 6. November bemerkenswert sind. Es fielen in Leskova dolina 89.2 mm, in Masun 75.0 mm bei starken Südwinden. In der Westhälfte fiel ähnlich starker Regen nur in größerer Höhe (Rollepaß 62.0 mm, Pejo 27.9 mm). In dem Gebiete zwischen Julischen Alpen und Karawanken einerseits, Zentralalpen andererseits fiel sehr wenig Regen (Graz 7.7 mm, St. Paul 2.4 mm).

Bei den Niederschlagsmengen der Gipfelstationen ist der Unterschied zwischen Sonnblick und Zugspitze auffällig, da ja die Zugspitze nur wenig niedriger ist als der Sonnblick. Ausschlaggebend ist eben der Umstand, daß die Zugspitze in einer den Zentralalpen im Norden vorgelagerten Kette liegt.

Auf der Nordseite der Alpen fielen durchwegs Niederschläge mit Ausnahme der östlichsten Stationen. Aber der Niederschlag fiel nicht während des Föhns, sondern größtenteils in der Nacht vom 5. zum 6. November, also zu einer Zeit, wo in den meisten Stationen bereits starke Abkühlung eingetreten war. Die Niederschläge fielen bei Nordwestwind, der für wenige Stunden am Morgen des 6. November sogar auf dem Sonnblick einsetzte. Hieraus erklärt sich der Unterschied zwischen St. Anton (1307 m) und Langen (1219 m). Beide Stationen sind nur durch den relativ niedrigen Arlbergpaß voneinander getrennt. Da Langen dem eindringenden West exponiert ist, fielen hier 27.8 mm Regen, jenseits der Wasserscheide jedoch, in St. Anton nur 1.6 mm.

Verhältnismäßig viel Regen fiel sonst auf der Nordseite der Alpen nur in Trins (1280 m, 24.7 mm) und in Bucheben (1203 m, 25.0 mm). Beide Stationen melden während des Hauptföhntages, trotz der sehr hohen Temperaturen, geringer relativer Feuchtigkeit und starken Südwindes tagsüber Regen; also starker Niederschlag mitten im Hauptföhngebiete. Wir müssen bedenken, daß beide Ortschaften sehr nahe dem höchsten Kamme der Zentralalpen liegen und noch an den Niederschlagsmengen der Gipfel des Scheidekammes teilhaben. Beide Stationen liegen noch unter der Föhnmauer, insbesondere Trins, das tagsüber auch gänzlich bedeckten Himmel hat, trotz wütenden Föhns (tagsüber SW 8).

Die Luftdruckverhältnisse.

Die Stationen, deren Luftdruckterminbeobachtungen in nebenstehender Tabelle II mitgeteilt werden, sind von Westen nach Osten geordnet und zwar ebenfalls Südseite der Alpen getrennt von der Nordseite.

Der höchste Luftdruck während der ganzen Periode fällt in allen Stationen auf den Morgen des ersten Tages. Das Minimum fällt in den westlichen Stationen sowohl der Süd- wie der Nordseite auf den Abend des 5. November, während weiter im Osten das Minimum später eintrifft. Die Zugspitze hat in dieser Beziehung den gleichen Gang wie die westlichen Stationen, während auf dem weiter im Osten gelegenen Sonnblick das Minimum fast um einen Tag später eintritt. Der Untersberg hat den gleichen Gang wie die Talstation Salzburg. Unter allen Stationen tritt das Minimum am spätesten auf dem Obir (Südalpen) ein.

Digitized by Google

Tabelle II. Föhn vom 4. bis 6. November 1905. Luftdruck.

Stationen südlich der Zentralalpen	m	4. November 7a	4. November 2p	4. November 9p	5. November 7a	5. November 2p	5. November 9p	6. November 7a	6. November 2p	6. November 9p
Arco	88	758.3	57.9	57.0	53.9	48.5	43.0*	46.2	45.3	46.4
Rovereto	209	749.0	47.6	47.1	43.4	39.0	33.5*	36.1	34.7	37.3
Cavalese	1014	679.3	78.8	77.9	75.5	71.5	65.8*	68.8	71.5	65.8
Brixen a. Eis.	584	716.3	15.6	15.4	12.6	08.7	01.7*	04.4	09.9	06.0
Marienberg	1335	651.6	52.2	51.4	49.1	45.1	37.6*	41.8	41.9	43.6
Graz	269	734.8	33.0	32.8	29.7	27.8	25.8	54.8*	55.0	56.9
Mallnitz	1150	665.1	64.7	64.8	62.0	61.2	57.3	23.3	22.5*	23.7
Bleiberg	927	685.2	84.7	85.1	81.4	80.1	78.8	75.8	75.3*	75.9
Klagenfurt	450	725.9	26.5	26.2	25.2	23.6	20.7	17.9	16.4*	16.6
Görz	94	758.4	58.0	58.0	54.7	51.3	49.7	47.0	45.5*	48.0
Laibach	306	740.6	70.3	40.3	37.3	34.6	32.1	29.4	27.7*	30.0
Obir	2044	598.3	98.3	98.6	97.2	96.6	93.7	91.4	90.7	90.3*
Sonnblick	3106	520.2	20.4	21.1	19.1	17.7	16.5	13.8	13.5*	14.5

Stationen nördlich der Zentralalpen	m	4. November 7a	4. November 2p	4. November 9p	5. November 7a	5. November 2p	5. November 9p	6. November 7a	6. November 2p	6. November 9p
Bregenz	426	724.9	22.2	19.2	16.0	10.9	07.1*	16.0	17.8	18.6
St. Anton	1307	651.7	51.7	48.8	46.0	41.1	38.3*	42.0	42.4	44.7
Innsbruck	577	715.6	13.8	11.5	08.4	04.9	02.0*	03.5	04.0	06.8
Mittenwald	919	685.4	83.5	80.7	78.3	73.4	72.0*	74.9	76.2	77.9
München	526	718.6	16.7	14.0	10.0	06.0	01.5*	08.0	09.5	11.2
Salzburg	435	727.2	25.0	22.0	19.6	16.1	15.3*	15.9	17.3	19.1
Spital am Tylan	647	709.5	07.5	05.5	03.9	01.3	694.1*	98.1	98.7	701.3
Passau	309	739.2	37.9	36.0	31.6	27.8	22.7*	24.7	28.7	30.2
Ischl	467	724.3	21.6	20.7	17.3	13.3	14.2	12.0*	13.7	15.3
Scheibbs	324	735.3	32.7	31.9	29.0	26.3	22.3	21.8*	25.0	25.2
Wien	202	748.5	48.2	46.8	42.2	40.1	38.9	36.3	36.0*	38.4
Zugspitze	2964	529.9	30.2	29.3	27.9	24.8	21.9*	23.0	23.4	24.6
Untersberg	1692	623.2	22.4	22.1	20.2	17.0	11.4*	14.8	15.6	16.6

Daß die Drucksteigerung von Westen her vorschreitet, analog der Wanderung des Minimums von Westen nach Osten, zeigt sehr schön die nachfolgende kleine Übersicht, welche die Druckänderung von 9p des 5. November bis 7a des 6. November wiedergibt:

Tabelle III.

Südalpine Stationen	Druckänderung in der Nacht vom 5. zum 6. Nov. mm	Gesamtdruckänderung (Max.-Min.) mm	Nordalpine Stationen	Druckänderung in der Nacht vom 5. zum 6. Nov. mm	Gesamtdruckänderung (Max.-Min.) mm
Arco	+ 3.2	— 15.2	Bregenz	+ 8.9	— 17.8
Rovereto	+ 2.6	— 12.9	St. Anton	+ 3.7	— 13.4
Cavalese	+ 3.6	— 13.5	Innsbruck	+ 1.5	— 13.6
Brixen a. Eis.	+ 2.7	— 14.6	Mittenwald	+ 2.9	— 13.4
Marienberg	+ 4.2	— 14.0	München	+ 6.5	— 17.1
Klagenfurt	— 2.8	— 12.3	Spital a. Pyhrn	+ 4.0	— 11.9
Mallnitz	— 2.5	— 10.3*	Salzburg	+ 0.6	— 15.4
Graz	— 2.5	— 9.9*	Passau	+ 2.0	— 12.3
Bleiberg	— 3.0	— 9.5*	Ischl	— 2.2	— 16.5
Laibach	— 2.7	— 12.9	Scheibbs	— 0.5	— 13.5
Görz	— 2.7	— 12.9	Wien	— 2.6	— 12.5
Sonnblick	— 2.7	— 6.7	Zugspitze	+ 1.1	— 8.0
Obir	— 2.3	— 8.3	Untersberg	+ 3.4	— 11.8

Insbesondere die große Drucksteigerung in Bregenz, also der westlichsten Station, ist auffällig, während besonders in den Südalpen die Drucksteigerung im Westen, der Fall im Osten schön ersichtlich ist.

Sowohl Druck- wie Temperaturverhältnisse während dieses Föhns geben uns also das gleiche Bild. Der Föhn wandert von Westen nach Osten. Und es ist wohl kein Zweifel, daß der rasch zunehmende Druck im Westen zum größten Teil durch die eingetretene Abkühlung zu erklären ist.

Zuletzt scheint es nicht ohne Wert, die Gesamtdruckänderung während des Föhns in den einzelnen Stationen zu betrachten.

Digitized by Google

Die Gesamtdruckänderungen gehen zwar auf Süd- und Nordseite der Alpen annähernd parallel. Nur ist in einzelnen Stationen, die nahe dem Fuße der Zentralalpen liegen, die Druckverminderung sehr gering, sehr groß hingegen in einzelnen Stationen des nördlichen Alpenvorlandes, die, mit Ausnahme Passaus, nahe dem Ausgange von Föhntälern liegen. Vielleicht kann man hierin eine Saugwirkung auf der Leeseite, ausgehend von dem im Westen liegenden Minimum, erblicken, andererseits eine Stauwirkung auf der Luvseite, die sich auch durch den von Osten vordringenden Keil relativ hohen Druckes zu erkennen geben würde. Die Druckänderungen der Gipfelstationen sind viel kleiner als in der Tiefe. Erwähnenswert ist die geringe Drucksteigerung von: Sonnblick, Obir, Zugspitze im Laufe des ersten Tages, während gleichzeitig in der Tiefe auf der Nordseite der Druck stark, auf der Südseite schwächer fällt.

Im allgemeinen bietet uns der behandelte Fall ein schönes Beispiel eines starken Föhns in den Ostalpen, sowohl in seinem Werden wie in seinem Erlöschen. Für jede Station läßt sich Vortag, Hauptföhntag, Folgetag bei anhaltendem Süd in der Höhe deutlich nachweisen. Nur müßte man für die östlichen Stationen noch den 7. November in die Betrachtung mit einbeziehen. Aufmerksamen Beobachtern an den Stationen entging dieses langsame Anschwellen und Erlöschen des Föhns nicht. So fügt der Beobachter zu Spital am Pyhrn, Herr Karl Wegrosta, seinen in den Tabellen benutzten Beobachtungen folgenden Bericht hinzu: „Seit 1903 hat sich der Pyhrnwind nie mit jener Vehemenz fühlen lassen, wie in den vorausgegangenen Jahren. Am 5. November 1905 jedoch verzeichnete das hiesige Stationsbuch wieder einen Föhn, wenn auch nur von kurzer Dauer. Der 4. November ist als Vortag, der 6. November als Abschlußtag aufzufassen. Am 4. November setzte E 3 ein, drehte allmählich nach SE, dann nach S, aus welcher Richtung er mit der Stärke „8“ am Abend des 5. November unheimlich einsetzte. Am 6. November reduzierte sich seine Stärke auf 5, am 7. November war sogenannte Windstille bei Nebel im Tale. Am 8. November verdichtete sich die Bewölkung und es fiel innerhalb 24 Stunden eine Wassermenge von 27 mm unter Schneegestöber.“

Hiermit schließe ich den Bericht, behalte mir jedoch vor, an anderer Stelle das Auftreten dieses Föhns mit Bezug auf die allgemeine Wetterlage noch näher zu untersuchen.

Die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation.

Eine Ehrenrettung des Hadley-Doveschen Prinzips.

Von Prof. Grossmann (Hamburg, Deutsche Seewarte).

Bewegt sich ein Körper von der Masse 1 auf der Erdoberfläche, die wir uns um die z-Achse rotierend denken, während die Erde, auf die wir die Koordinaten x, y, z des Punktes beziehen wollen, ruhe, so gelten für die Bewegung des Punktes die Gleichungen:

$$\frac{d^2x}{dt^2} = X + N\frac{x}{R}$$

$$\frac{d^2y}{dt^2} = Y + N\frac{y}{R},$$

Digitized by Google

wo X und Y die auf die x- und y-Achse bezogenen Komponenten der Resultante der auf den Punkt wirkenden Kräfte und N den senkrecht zur Fläche wirkenden Widerstand bezeichnet, den diese gegen den Druck des auf ihr verharrenden Körpers ausübt. Die Einführung dieser Kraft N ersetzt mathematisch den dem Körper auferlegten Zwang, auf der Kugel zu beharren.

Vermöge der Beziehung:

$$x\frac{d^2y}{dt^2} - y\frac{d^2y}{dt^2} = \frac{d}{dt}\left(\varrho^2\frac{d\vartheta}{dt}\right),$$

wo ϱ den Abstand von der Rotationsachse und ϑ den Winkel der Achsennormale eines Punktes mit einer angenommenen Nullrichtung der Achsennormale bezeichnen, erhalten wir die Gleichung:

$$\frac{d}{dt}\left(\varrho^2\frac{d\vartheta}{dt}\right) = xY - yX.$$

Es wird also $\frac{d}{dt}\left(\varrho^2\frac{d\vartheta}{dt}\right) = 0$, also $\frac{1}{2}\varrho^2 d\vartheta = k\,dt$, wo k eine Konstante bezeichnet, falls $xY = yX$ oder, wenn wir die Resultante der wirkenden Kraft mit R und ihre Winkel mit der x- und y-Achse mit α und β bezeichnen, falls $xR\cos\beta = yR\cos\alpha$ oder $x:\cos\alpha = y:\cos\beta$ ist, d. h. falls die Resultante der wirkenden Kräfte zu jeder Zeit in die Meridianebene fällt.

Da $\frac{1}{2}\varrho^2 d\vartheta$ das in der Zeit dt von der Projektion der Achsennormale auf dem Äquator beschriebene Flächenstück bedeutet, so ergibt sich uns der Satz von der Erhaltung der Flächen hier in der Form: Wenn sich ein Körper auf einer Kugel bewegt und die Resultante der auf ihn einwirkenden Kräfte stets in die Meridianebene fällt, so erfolgt seine absolute Bewegung so, daß die Projektion der Achsennormale auf der Äquatorebene stets in gleichen Zeiten gleiche Flächen beschreibt.

Sehen wir von der Einwirkung äußerer Kräfte (insbesondere auch von der Reibung) ab, so wirken auf den Körper die Anziehung der Erdkugel und die südwärts gerichtete Komponente der Fliehkraft; die erstere wirkt senkrecht zur Oberfläche, die letztere stets tangential zum Meridian, so daß die Resultante der Kräfte bei Ausschluß äußerer Kräfte stets in der Meridianebene liegt und wir somit von dem Satz von der Erhaltung der Fläche Gebrauch machen dürfen.

Der Körper muß in seiner absoluten Bewegung dem Gesetze von der Erhaltung der Fläche gehorchen — dieses eine Gesetz allein kann aber nicht ausreichen, um seine Bewegung zu charakterisieren, da die von den Projektionen der Achsennormale im Äquator beschriebenen Flächenstücke von der Größe der in der Meridianebene wirkenden Kraft unabhängig sind. Aus diesem Grunde kann auch die Bewegung längs eines Breitenkreises, wiewohl sie dem Flächensatze genügen würde, nicht möglich sein.

Aus dem Flächensatz leiten wir die Größe derjenigen Kraft ab, die die infolge der Erdrotation auftretende Ablenkung aus dem Meridian hervorzurufen vermöchte, und berechnen in zweiter Linie aus der Rotation der Erde, in Verbindung mit der eigenen (relativen) Bewegung eines im Breitenkreise fortschreitenden Körpers das Maß für die Kraft der Ablenkung aus dem Breitenkreis. Aus der Größe der Ablenkungen aus dem Meridian und aus dem Breitenkreise ergibt sich alsdann das allgemeine Gesetz für die Ablenkung bei beliebigem Azimut der Bewegung.

Zu beachten ist, daß bei diesen Ableitungen nicht davon ausgegangen wird, daß ein Köper sich mit einer gleichmäßigen Geschwindigkeit im Meridian oder

Digitized by Google

im Breitenkreise fortbewege, sondern daß einfach eine gewisse Geschwindigkeit zur Zeit des Beginnes der Bewegung eingeführt wird, und daß bei der nachfolgenden ersten Aufgabe die Bewegung unter beliebigem Azimut und entsprechend die Ablenkung „aus dem Meridian" statt wie gewöhnlich die Ablenkung eines „von Süden nach Norden" fortschreitenden Körpers behandelt wird.

Die Einführung des Flächensatzes in der obigen Fassung entgegen der gewöhnlichen, vorausgesetzt, daß er Gültigkeit besitze, falls die Kräfte stets normal zur Oberfläche gerichtet sind, erscheint hier geradezu geboten, weil die Resultante der Kräfte dieser Bedingung in dem vorliegenden Problem keineswegs genügt, und es ein Mißbehagen hervorruft, bei Benutzung des Flächensatzes senkrecht zur Oberfläche wirkende Kräfte vorauszusetzen und darauf bei dem zweiten Teile der Aufgabe dieser Bedingung zuwider eine Kraft einzuführen, die tangential zur Oberfläche wirkt.

Bei den nachfolgenden Ableitungen soll der Einfachheit des Ausdruckes halber nur die Bewegung auf der nördlichen Halbkugel berücksichtigt werden, da die Ergänzung keine Schwierigkeit bietet.

I. Ablenkung senkrecht zum Meridian.

Unter der gemachten Annahme unterliegt die absolute Bewegung des Körpers dem Gesetze von der Erhaltung der Fläche. Nach diesem beschreibt die Projektion der Achsennormale (Lot aus einem Punkte der Bahn auf die Erdachse) auf die Äquatorebene in gleichen Zeiten gleiche Flächenräume. Der Körper möge sich zur Zeit t in der Breite φ befinden und, unter beliebigem Azimut fortschreitend, im Breitenkreise die ostwärts gerichtete Geschwindigkeitskomponente v_b haben. Bezeichnen ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde, R ihren Radius, also $R\cos\varphi$ den Radius des Breitenkreises zur Zeit t, so ist die absolute Bewegung des Körpers zur Zeit t in östlicher Richtung auf dem Breitenkreise φ während der Zeit dt gegeben durch $(\omega R\cos\varphi + v_b)dt$, da sie gleich der absoluten Bewegung des Oberflächenpunktes plus dem Betrage der Vorauseilung des sich auf der Erdoberfläche bewegenden Punktes sein muß. Nach dem Satze von der Erhaltung der Flächen muß das Differential des Ausdruckes $\frac{R\cos\varphi}{2}(\omega R\cos\varphi + v_b)dt$, der offenbar die von der Projektion der Achsennormale in der Äquatorebene während der Zeit dt beschriebene Fläche darstellt, gleich Null sein. Bezeichnen wir mit v_l die in den Meridian fallende, nordwärts gerichtete Komponente der Geschwindigkeit, so ist $v_l dt = R\,d\varphi$, also $\frac{d\varphi}{dt} = \frac{v_l}{R}$ und es ergibt sich für den Ausdruck der Beschleunigung im Breitenkreise der Ausdruck:

$$\frac{dv_b}{dt} = 2\omega v_l \sin\varphi + \frac{v_b v_l}{R} tg\varphi \quad \ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Es ergibt sich also der Satz: Schreitet ein Körper auf der nördlichen Halbkugel der Erdoberfläche bei einer durchweg in den Meridian fallenden Resultante der wirkenden Kräfte unter beliebigem Azimut fort, so erfährt er eine senkrecht gegen den Meridian gerichtete Verschiebung, die der Einwirkung einer Kraft von der unter (1) angegebenen Größe auf die Einheit der Masse entsprechen würde, wo v_b und v_l die in den Breitenkreis bzw. Meridian fallenden Komponenten der Geschwindigkeit darstellen.

Falls die Geschwindigkeitskomponenten nicht nach Ost und Nord, sondern nach West und Süd gerichtet sind, tritt nur die Änderung ein, daß dann v_b und v_l mit

Digitized by Google

negativen Zeichen einzuführen sind, und zu beachten ist, daß die negativ gerichtete Beschleunigung nicht nach Ost, sondern nach West gerichtet ist, wie sich dies für einen in südlicher Richtung fortschreitenden Körper ergeben würde.

II. Ablenkung senkrecht zum Breitenkreise.

Es besteht als zweite Aufgabe die Untersuchung, welche Verschiebung ein mit der Geschwindigkeit v_b im Breitenkreise ostwärts fortschreitender Körper infolge der Erdrotation senkrecht zu seiner Bewegungsrichtung erfährt, um auch für diesen Fall einen Ausdruck für die ablenkende Kraft, die diese Verschiebung hervorrufen würde, abzuleiten. Wir folgen der einfachen Ableitung, wie sie sich bei Thiesen („Über Bewegungen auf der Erdoberfläche", Zeitschr. d. Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XIV, 1879, S. 205) findet.

Für einen in der Breite φ auf der Erdoberfläche ruhenden Körper von der Masse 1 hat die in der Richtung der Verlängerung der Achsennormale wirkende Fliehkraft den Wert $(\omega R \cos\varphi)^2 : R\cos\varphi$ und ihre in den Meridian fallende, südwärts gerichtete Komponente den Wert $\omega^2 R \cos\varphi \sin\varphi$. Wäre die Erde eine Kugel, so würde der ruhende Körper, dem Impulse dieser Kraft folgend, nach Süden getrieben werden; vermöge der Abplattung der Erde aber besitzt die Anziehung der Erde eine in den Meridian fallende Komponente, die der eben berechneten genau gleich und entgegengesetzt ist. Schreitet aber ein Körper im Meridian nach Osten hin fort, so nimmt die Fliehkraft zu und damit entsteht ein nach Süden gerichteter Antrieb, der zur Wirkung gelangen muß. Für die Größe der in die Verlängerung der Achsennormale fallenden Fliehkraft erhalten wir für den mit der Geschwindigkeit v_b im Breitenkreis fortschreitenden Körper den Wert $\frac{(\omega R\cos\varphi \pm v_b)^2}{R\cos\varphi}$, wo offenbar das obere Zeichen für die Bewegung nach Osten und das untere für die entgegengesetzte gilt. Ziehen wir ihren Wert für den ruhenden Körper ab, so ergibt sich die infolge der Bewegung des Körpers auftretende, tangential zum Meridian gerichtete Kraft, indem man die Differenz mit $\sin\varphi$ multipliziert. Da die ablenkende Kraft durch ihre Beschleunigung gemessen wird, so können wir sie durch $\frac{dv_b}{dt}$ ausdrücken und wir erhalten unmittelbar auf diesem Wege:

$$\frac{dv_b}{dt} = \pm 2\omega v_b \sin\varphi + \frac{v_b^2}{R} tg\varphi \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

wo das obere Zeichen für eine Ostwärtsbewegung des Körpers und das untere für die entgegengesetzte gilt und eine negative Beschleunigung ihre nordwärts gerichtete Einwirkung anzeigt.

Wir haben also den Satz: Bewegt sich ein Körper von der Masseneinheit im Breitenkreise der nördlichen Halbkugel mit der Geschwindigkeit v_b, so wird er durch eine senkrecht auf seine Bahn nach rechts wirkende Kraft von der zu (2) angegebenen Größe abgelenkt.

III. Ablenkung bei beliebigem Azimut der Bewegung.

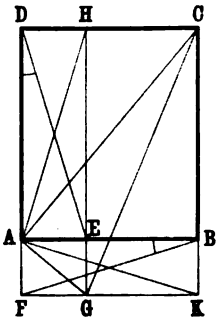
Der Körper von der Masseneinheit befinde sich zur Zeit t in der Breite φ in A (Fig. 1) und habe die Geschwindigkeit v, vermöge deren er sich in der Zeiteinheit von A nach C, wo $AC = v$, bewegen würde; die Komponenten der Geschwindigkeit seien wieder v_b in der Breite und v_l in der Länge, so daß $AB = v_b$ und $AD = v_l$,

Digitized by Google

wo $ABCD$ ein Rechteck ist, indem wir bei dieser Betrachtung ohne weiteres von einer Krümmung der Erdoberfläche absehen können.

Führen wir $tg\varepsilon = 2\omega \sin\varphi + \frac{v_b}{R} tg\varphi$ ein, so hat die vermöge der Ortsveränderung im Meridian auftretende ablenkende Kraft, die senkrecht zu AD wirkt, zufolge (1) den Wert $v_l tg\varepsilon = AD\,tg\varepsilon$ und zufolge (2) hat die infolge der Bewegung im Breitenkreise senkrecht zu diesem nach Süden wirkende Kraft den Wert $v_b tg\varepsilon = AB\,tg\varepsilon$. Machen wir $\sphericalangle ADE = \sphericalangle ABF = \varepsilon$, so stellen AE und AF die infolge der Erdrotation auftretenden ablenkenden Kräfte und in dem Rechteck $AEFG$ somit AG die resultierende Kraft nach Richtung und Größe dar. Ziehen wir die in Fig. 1 auftretenden Verbindungslinien, so ergibt sich offenbar $\sphericalangle AHG = \varepsilon = \sphericalangle AKG$ und somit liegen A, G, H und K auf einem Kreise; auf diesem Kreise muß auch C liegen, da $KGHC$ ein Rechteck ist. Da $\sphericalangle GKC = 90^0$, so folgt, daß auch $\sphericalangle CAG = 90^0$, und es ergibt sich weiter $\sphericalangle ACG = \sphericalangle AHG = \varepsilon$. Somit folgt für die Größe der resultierenden ablenkenden Kraft $AG = AC\,tg\varepsilon$, oder nach Einsetzung der Werte:

Fig. 1.



$$2v\omega \sin\varphi + \frac{v\,v_b}{R} tg\varphi \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

Wir erhalten also den Satz: Schreitet ein Körper auf der nördlichen Halbkugel der Erdoberfläche bei durchweg in den Meridian fallender Resultante der wirkenden Kräfte unter beliebigem Azimut fort, so wirkt infolge der Erdrotation eine Kraft von der Größe $2v\omega \sin\varphi + \frac{v\,v_b}{R} tg\varphi$ auf ihn senkrecht zu seiner Bewegungsrichtung ein, die ihn nach rechts ablenkt.

IV. Das zweite Glied in dem Ausdruck für die ablenkende Kraft.

Betreffs des zweiten Gliedes in dem Ausdruck für die Ablenkung aus dem Breitenkreise (vgl. I) findet sich an der genannten Stelle von Thiesen die Angabe: „Das zweite Glied rührt nicht von der Erdrotation her, da es nicht ω enthält; dasselbe ist vielmehr dadurch entstanden, daß wir die Bewegung auf einem Parallelkreise statt auf einer geodätischen Linie stattfinden ließen..., es ist daher nur das erste Glied der Kraft zu berücksichtigen."

Zufolge der hier gegebenen Entwickelungen stimmen die zweiten Glieder in den Ausdrücken für die Ablenkung aus dem Breitenkreise und aus dem Meridian vollständig überein. Der allgemeine Ausdruck für die ablenkende Kraft bei beliebigem Azimut der Bewegung läßt der in die Breite fallenden Komponente der Geschwindigkeit eine Sonderstellung in dem zweiten Gliede zukommen. Das zweite Glied tritt bei der Ablenkung aus dem Breitenkreise bereits zu Beginn der Bewegung auf, während es bei der Ablenkung aus dem Meridian für eine Bewegung im Meridian selbst verschwindet und mit der Zunahme der Geschwindigkeit der Entfernung von dem Meridian wächst.

V. Die Anwendung der Hadley-Doveschen Hypothese auf die Ableitung der ablenkenden Kraft.

Das in den Philosophical Transactions vom Jahre 1735 veröffentlichte Hadleysche Prinzip besagt, daß ein Körper, der sich auf der Erdoberfläche in Ruhe befand, falls er einen in der Richtung des Meridians wirkenden Anstoß erhält, in allen

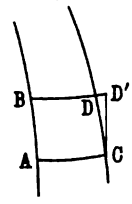
Digitized by Google

Breitenkreisen, nach denen er gelangt, mit derselben absoluten Geschwindigkeit, gleich der Rotationsgeschwindigkeit seines Ausgangspunktes, weiter rotieren werde.

a) Ableitung vom Verfasser.

Ein Körper von der Masse l möge sich zur Zeit t_1 in der Breite φ_1 befinden und eine in die Richtung des Meridians fallende, nach Norden gerichtete Geschwindigkeit v_l besitzen, so daß er in der Zeit dt bei ruhender Erde den Bogen $AB = v_l dt = R d\varphi$, wo R der Erdradius, im Meridian zurücklege (Fig. 2). Möge CD die Lage von AB zur Zeit $t_1 + \Delta t$ darstellen und $BD^1 = AC$ sein, so würde nach dem Hadleyschen Prinzip DD^1 gerade diejenige Strecke darstellen, um die der Körper infolge der Erdrotation während der Zeit dt nach Osten voraneilt. Bezeichnen wir mit y den längs des Breitenkreises gemessenen Abstand des Körpers zur Zeit t von seinem Ausgangsmeridian, so ist hiernach $dy_1 = -d(\omega R \cos\varphi_1 dt)$, wo das Minuszeichen eingeführt ist, da die Ablenkung nach Osten hin als positiv gerechnet werden soll. Setzen wir $y = f(t)$ und berücksichtigen wir, daß die allgemeine Beziehung $f(t_1 + \Delta t) - f(t_1) = \Delta t f'(t_1) + \frac{(\Delta t)^2}{2} f''(t_1) + \cdots$ in diesem Falle, wo die Bewegung zur Zeit t_1 rein meridional sein soll und somit $f'(t_1) = 0$ ist, die Beziehung $dy_1 = \frac{(dt)^2}{2} \frac{d^2 y_1}{dt^2}$ ergibt, so erhalten wir die Beziehung $dy_1 = \omega v_l \sin\varphi_1 (dt)^2 = \frac{1}{2}(dt)^2 \frac{d^2 y_1}{dt^2}$ und hieraus $\frac{d^2 y_1}{dt^2} = 2\omega v_l \sin\varphi_1$ in voller Übereinstimmung mit dem oben zu (1) erhaltenen Ausdruck, da diese Ableitung nur für den Ausgangspunkt der Bewegung zur Zeit t_1 gilt, für welche v_b den Wert 0 hat.

Fig. 2.



b) Ableitung von Sprung[1]).

Es sei u_0 die absolute ostwärts gerichtete Geschwindigkeit $\omega R \cos\varphi_0$ des in der Breite φ_0 ruhenden Körpers von der Masseneinheit, der einen Antrieb nordwärts erhalte und in die Breite φ gelange, deren Punkte die absolute Geschwindigkeit $u = \omega R \cos\varphi$ nach Osten besitzen. Nach dem Hadleyschen Prinzip soll der Körper seine ursprüngliche absolute Geschwindigkeit beibehalten, und es müßte danach die relative Geschwindigkeit des Körpers in der Breite φ den Wert $u_0 - u = R\omega(\cos\varphi_0 - \cos\varphi) = E$ besitzen. „Betrachtet man die östliche Abweichung des Körpers vom Meridian als den Effekt einer kontinuierlich von Westen nach Osten wirkenden Kraft, so ergibt sich für die Beschleunigung derselben durch Differentiation von E nach der Zeit der Ausdruck“ $\frac{dE}{dt} = -\frac{du}{dt} = v_l \omega \sin\varphi$, wenn man die Beziehung $v_l dt = R d\varphi$ berücksichtigt.

Dieser Ausdruck für die „ablenkende Kraft der Erdrotation“ ist nur halb so groß wie der vorherstehend abgeleitete.

c) Zweite Ableitung von Sprung.

Wenn sich der Körper unter den vorigen Bedingungen nordwärts bewegt und in der Zeit t aus der Breite φ_0 seiner Ruhelage nach der Breite φ gelangt, so müßte der Körper zufolge des Hadleyschen Prinzips die Strecke $t u_0 = t R \omega \cos\varphi_0$ in ab-

[1]) Sprung, „Studien über den Wind und seine Beziehungen zum Luftdruck“; Anhang „Über das Hadleysche Prinzip“; Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, II. Jahrgang, 1879.

Digitized by Google

soluter Bewegung nach Osten hin zurückgelegt haben, während ein Punkt des Breitenkreises φ nur um $tu = tR\omega\cos\varphi$ in absoluter Bewegung ostwärts gewandert ist; der Körper muß also in der Breite φ um die Strecke $y = t(R\omega\cos\varphi_0 - R\omega\cos\varphi) = t(u_0 - u)$ von seinem Ausgangsmeridian nach Osten hin entfernt sein. Durch Differentiation erhalten wir:

$$\frac{dy}{dt} = u_0 - u - t\frac{du}{dt} = R\omega(\cos\varphi_0 - \cos\varphi) + tv_l\omega\sin\varphi \quad . \quad . \quad . \quad (4)$$

und

$$\frac{d^2y}{dt^2} = -2\frac{du}{dt} - t\frac{d^2u}{dt^2} = 2v_l\omega\sin\varphi + t\frac{v_l^2\omega}{R}\cos\varphi \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5)$$

Diese Art der mathematischen Verwertung des Hadleyschen Prinzips ergibt bis auf das zweite Glied den richtigen Wert für die Kraft der Ablenkung aus dem Meridian und ebenso wie a) den genau richtigen Wert für den Ausgangspunkt der Bewegung.

VI. Übersicht über die Streitigkeiten wegen der Anwendbarkeit des Hadleyschen Prinzips.

Von Thiesen (Über Bewegungen auf der Erdoberfläche, Zeitschrift der Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XIV, 1879, S. 203) finden wir die Ausführung, daß man die Größe der ablenkenden Kraft unterschätzt habe, indem man glaubte, daß die absolute Größe der östlichen oder westlichen Geschwindigkeit eines Körpers sich gleichbleiben müsse; dieses gelte nur für geradlinige Bewegungen und es müßte hier das Prinzip der Flächen eintreten; die Größe der wirklichen Kraft betrage das Doppelte der Kraft, die Hadley (und Dove) bei einer in der Richtung des Meridians stattfindenden Bewegung angenommen haben.

Hierauf entgegnete Sprung (Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte II, 1879 und Zeitschrift der Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XV, 1880, S. 1: „Zur Mechanik der Luftbewegungen") mit der folgenden Darlegung: Für einen mit der Geschwindigkeit $v = R\frac{d\varphi}{dt}$ nach Norden schreitenden Körper ändert sich die absolute Geschwindigkeit der Erdoberfläche in der Zeiteinheit um $\frac{d(R\omega\cos\varphi)}{dt} = -v\omega\sin\varphi$ und um diese Strecke eilt der Körper in der Sekunde demjenigen Punkte der Breite φ voraus, auf den seine Bewegung zu Anfang gerichtet war; dieser Weg entspricht aber einer kontinuierlich auf den Körper wirkenden Kraft von der Größe $2v\omega\sin\varphi$, womit also erwiesen ist, daß das Hadleysche Prinzip wirklich den richtigen Wert für die Ablenkung ergibt.

Dieser Darlegung begegnete Thiesen (Zeitschr. d. Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XV, 1880, S. 88) mit dem Einwand, daß die Änderung der absoluten Rotationsgeschwindigkeit der Erde in der Zeiteinheit nicht durch $\frac{d(R\omega\cos\varphi)}{dt}$, sondern durch $\int_0^t \frac{d(R\omega\cos\varphi)}{dt}dt$ dargestellt werde. Wie der Verfasser in der Ableitung Va) gezeigt hat, bedarf es nur einer geringen Abänderung, um in ähnlicher Weise aus dem Hadleyschen Prinzip einwandfrei den richtigen Wert für die ablenkende Kraft herzuleiten.

Sprung (Zeitschrift d. Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XVI, 1881, S. 57) gab später die Erklärung ab, daß sein Versuch, die Gültigkeit der Hadley-Doveschen

Digitized by Google

Hypothese wenigstens für meridionale Bewegungen zu erweisen, als mißlungen zu bezeichnen sei, da die absolute west-östliche Geschwindigkeit bei Änderung der Breite nicht unverändert bleibe; auf diesen Fehler habe schon Ferrel in seiner Abhandlung „The Motions of the Fluids and Solids relative to the Earths Surface" aufmerksam gemacht.

Von Sprung wurde noch später (Zeitschr. d. Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XVII, 1882, S. 75: „Das Hadleysche Prinzip", Archiv der Deutschen Seewarte II, 1879) unter Anführung der beiden obigen Ableitungen unter V b) und V c) ausgeführt, daß die Hadley-Dovesche Theorie zwei Auffassungen Raum gegeben habe, von denen die eine den richtigen und die andere nur den halben Wert für die Kraft der Ablenkung ergebe.

Wenn hiernach noch eine gewisse Möglichkeit gegeben war, irgendwelche Auffassung des Hadleyschen Prinzips als doch zu einem richtigen Wert für die Ableitung führend anzusehen, so hatte doch Thiesen einer solchen Möglichkeit schon früher alle Berechtigung durch die folgenden Ausführungen (Zeitschrift d. Österr. Gesellsch. f. Meteorol. XV, 1880, S. 88) abgesprochen. „Wenn sich ein Körper mit der Geschwindigkeit $v = R\frac{d\varphi}{dt}$ längs eines Meridians von Süden nach Norden bewegt und dabei von einer Kraft $2\omega v \sin\varphi$ nach Osten gezogen wird, so ergibt die Integration, daß er in der Breite φ mit der (west-östlichen relativen) Geschwindigkeit $2\omega R(\cos\varphi_0 - \cos\varphi)$ anlangt, während die Hadleysche Vorstellung nur die Hälfte dieses Wertes verlangt. Da nun ein Zweifel an der Richtigkeit des Wertes $2v\omega\sin\varphi$ nicht bestehen kann, so ist die Hadleysche Vorstellung auch bei der Bewegung in der Richtung des Meridians unrichtig." — Aus dieser Darlegung würde zu folgen haben, daß die Hadleysche Vorstellung überhaupt zu jenem richtigen Wert für die ablenkende Kraft nicht führen könnte.

VII. Darlegung der verschiedenen Irrtümer und Widerlegung der Einwendungen.

Als dem Verfasser die von Sprung gegebenen Ableitungen V b) und V c) zu Gesicht kamen, die beide von der Hadleyschen Hypothese ausgehend, zu dem merkwürdigen Widerspruch führen, daß der Wert bei der einen Betrachtung gerade halb so groß wie bei der anderen ausfällt, erschien von vornherein ein Irrtum in der Ableitung V b) kaum zweifelhaft, und besonders mußte auch die Erwägung, daß das doch allem Anschein nach so nahezu richtige Hadleysche Prinzip nur die Hälfte der Kraft ergeben sollte, diese Ansicht in hohem Grade unterstützen.

Um den Fehler in der Ableitung V b) darzulegen, betrachten wir die beiden aus der Behandlung des Problems zu V b) und V c) sich ergebenden Formeln für die west-östliche Geschwindigkeit:

$$z_1 = u_0 - u \qquad \text{(ergibt die halbe Kraft!)} \ldots \text{(V b)}$$

$$z_2 = u_0 - u - t\frac{du}{dt} \ldots \text{(V c)}$$

u_0 und u sind die konstanten Geschwindigkeiten der Erdrotation in den Breiten φ_0 und φ. Der Unterschied $u_0 - u$ würde als West-Ost gerichtete Geschwindigkeit in der Breite φ nach dem Hadleyschen Prinzip aber nur auftreten, wenn der Körper ohne Zeitverlust, also ohne Erlangung einer west-östlichen Geschwindigkeit aus der Breite φ_0 nach φ versetzt würde. Der Fehler der Ableitung V b liegt in dem Übersehen, daß der Körper auf seinem Wege aus der Breite φ_0 nach φ eine west-ost

Digitized by Google

gerichtete Geschwindigkeitskomponente erlangt, die zu dem Unterschiede $u_0 - u$ hinzutritt, um die wirkliche Geschwindigkeit zur Zeit t in der Breite φ zu ergeben; die Hadleysche Hypothese ergibt für diese auf dem Wege erlangte Geschwindigkeit den vorstehenden Wert $t\frac{du}{dt}$. — Würde der Körper aus seiner Ausgangsbreite φ_0, wo er den rein nordwärts gerichteten Antrieb erhielt, nach der dicht benachbarten Breite φ_1 (u_1) ohne Zeitverlust versetzt, so käme ihm in dieser Breite eine Geschwindigkeit $u_0 - u_1$ zu; auf dem Wege gewinnt er aber bis zur Breite φ_1 eine West-Ost-Komponente von dem gleichen Betrage, so daß der Körper in der Breite φ_1 die Geschwindigkeit $2(u_0 - u_1)$ besitzt.

Hiernach ist die Ableitung der ablenkenden Kraft, wie sie oben unter V b) wiedergegeben ist, als nicht zutreffend nachgewiesen worden, und damit entfällt auch ihr Ergebnis, das nur die Hälfte der Kraft berechnen ließ. Die auf Grundlage des Hadleyschen Prinzips gegebenen Ableitungen V a) vom Verfasser und V c) von Sprung sind dagegen durchaus einwandfrei und sie ergeben für den Ausgangspunkt der Bewegung genau den richtigen Wert für die Kraft der Ablenkung aus dem Meridian, während das bei der Ableitung von Sprung hervortretende zweite Glied naturgemäß eine Abweichung von dem wirklichen Ausdruck für die ablenkende Kraft zeigt; diese Abweichung ist aber für geringe Bewegungen zu vernachlässigen, wie überhaupt das zweite Glied heute wohl durchweg keine Beachtung findet.

Noch besteht die Aufgabe, dem von Thiesen geäußerten, anscheinend schwerwiegendsten Einwand, der oben bereits genannt worden ist, zu begegnen. Wenn wir nämlich $2v\omega \sin\varphi$ als den Ausdruck für die Kraft einführen, so ergibt die Integration allerdings für den von der Breite φ_0 nach φ vordringenden Körper eine west-östliche Geschwindigkeit im Betrage von $2\omega R(\cos\varphi_0 - \cos\varphi)$ zur Zeit t in der Breite φ. Wenn Thiesen gemäß der obigen Angabe darauf hingewiesen hat, daß ja das Hadleysche Prinzip nur den halben Wert $\omega R(\cos\varphi_0 - \cos\varphi)$ fordere, so liegt hier das gleiche Versehen wie in der Ableitung V b) vor, indem dieser Wert nicht die wirkliche west-östliche relative Geschwindigkeit in der Breite φ zur Zeit t darstellt, wie sie aus dem Hadleyschen Prinzip zu folgern sein würde. Gemäß den obigen Formeln hat die relative Geschwindigkeit zur Zeit t vielmehr den Wert $z_2 = R\omega(\cos\varphi_0 - \cos\varphi) + tv_l\omega \sin\varphi$. Ersetzen wir t, so folgt $z_2 = R\omega\big((\cos\varphi_0 - \cos\varphi) + (\varphi - \varphi_0)\sin\varphi\big)$ und da wir für sehr kleine Werte von $\varphi - \varphi_0$ angenähert $(\varphi - \varphi_0)\sin\varphi = 2\sin\frac{\varphi - \varphi_0}{2}\sin\frac{\varphi + \varphi_0}{2}$ haben, so folgt für Breiten, die φ_0 sehr nahe liegen, $z_2 = 2R\omega(\cos\varphi_0 - \cos\varphi) = 2(u_0 - u)$ als diejenige Geschwindigkeit, die aus dem Hadleyschen Prinzip folgt.

VIII. Zusammenfassung.

Nach diesen Darlegungen ist die Hadley-Dovesche Hypothese für die Ablenkung aus dem Meridian richtig und ergibt für den Ausgangspunkt einer zunächst rein meridional gerichteten Bewegung genau den richtigen Wert für die Kraft der Ablenkung. Falls das zweite Glied in dem Ausdruck für die ablenkende Kraft berücksichtigt wird, so ergibt das Hadley-Dovesche Prinzip bei der Entfernung des Körpers von seinem Ausgangsort Abweichungen von den richtigen Werten, die zunächst aber gering sind.

Die allgemeine Annahme, daß das Hadleysche Prinzip auch für die meridionale Bewegung eines Körpers falsch sei und nur den halben Betrag für die ab-

Digitized by Google

lenkende Kraft der Erdrotation ergebe, ist auf Irrtümer zurückzuführen. Es gibt keinerlei Auffassung des Hadley-Doveschen Prinzips, die bei einwandfreier mathematischer Verwertung nur den halben Wert für die Größe der Ablenkung aus dem Meridian ergibt.

Das zweite Glied in dem Ausdrucke für die ablenkende Kraft ergibt sich vollkommen übereinstimmend für die Ableitung aus dem Meridian und aus dem Breitenkreise. Seine reale Bedeutung dürfte nicht zu bestreiten sein.

Die Luftdruckgebilde der unteren und der oberen Atmosphäre und ihr Zusammenhang.

Von Freiherr Gregor Friesenhof.

Im Maihefte 1905 dieser Zeitschrift auf S. 234 und 235 habe ich in aller Kürze und in sieben Punkten zusammengefaßt die Hauptergebnisse mitgeteilt, zu denen ich aus dem laufenden Studium der ersten hundert, nach der von mir ersonnenen, ungemein übersichtlichen chromographischen Methode hergestellten, „auf Ekholmscher Basis ergänzten Wetterkarten“ gelangt war. Heute liegt mir bereits ein kompletter Jahrgang dieser Karten vor, und sind darin nicht bloß die voranbezogenen sieben Punkte im Maihefte dieser Zeitschrift vollinhaltlich bestätigt worden, sondern sie haben noch einige weitere Ergänzungen erfahren, und wenn bereits die angeführten sieben Punkte wohl geeignet waren, die überraschende Wichtigkeit der Entdeckung Nils Ekholms erkennen zu lassen, so berechtigt mich dieselbe gewiß, in der vorliegenden Abhandlung etwas näher auf den Gegenstand einzugehen. Der Hauptsache nach will ich mich dabei an die bereits mitgeteilten sieben Punkte anschließen.

Aus dem Punkte 1, der dahin lautet, daß in Ekholms Steige- und Fallgebieten uns ein selbständiges System von Luftdruckgebilden entgegentritt, das dem System der Zyklonen und Antizyklonen übergelagert ist und unabhängig von dem letzteren der Hauptsache nach von W nach E vorschreitet, und zwar mit einer Schnelligkeit, die größer ist als jene, die wir an den Zyklonen und Antizyklonen wahrnehmen, folgt der Schluß, daß wir zwei getrennte Schichten der Atmosphäre, eine untere und eine obere Atmosphäre unterscheiden müssen, deren letztere gleichsam einen Mantel um die erstere herum bildet, der sich selbständig von W nach E bewegt, in dieser Richtung den Erdball umkreist.

Die Möglichkeit dieser gewiß ungemein überraschenden Annahme, sagen wir Hypothese, ergibt sich aus dem Punkte 2, der eine atmosphärische Flutwelle als Erklärung der Steige- und Fallgebiete hinstellt, indem ich in den Steigegebieten die Hochwellen oder Wellenberge, in den Fallgebieten die Tiefwellen oder Wellentäler der atmosphärischen Flutwelle erkenne. Die Grenzschicht zwischen der oberen und unteren Atmosphäre ergibt sich aus der Tiefe, bis zu welcher die atmosphärische Flutwelle, die vom oberen Rande der Atmosphäre ausgeht, gegen die Erdoberfläche zu vordringen kann.

Der anbezogene Punkt 2 bezeichnet es als nicht zulässig, in den Steige- und Fallzentren Antizyklonen und Zyklonen der oberen Schichten der Atmosphäre er-

Digitized by Google

kennen zu wollen, weil die Korrelation dieser gegensätzlichen Luftdruckgebilde in der oberen Atmosphäre dieselbe sein müßte wie in der unteren, d. i., die Antizyklonen müßten das Produkt der Zyklonen sein; wir sind aber nicht imstande, uns ein stichhaltiges Bild der Entstehung von Zyklonen in jenen hohen Regionen zu machen, die Gesetze der Zyklonenentstehung auf jene hohen Regionen der Atmosphäre anzuwenden, und mit dem Entfalle der Zyklonen entfallen auch die Antizyklonen.

Was nun die Entstehung der atmosphärischen Flutwelle und ihre Kraftentwickelung anbelangt, werde ich mich mit diesem Gegenstande an einer anderen Stelle näher befassen; hier sei es gestattet, sie mit jener Flutkraft identisch anzunehmen, der die Flutwelle des Meeres entstammt.

Im Punkte 3 habe ich die Fallzentra als nach abwärts sich bewegende Wirbel bezeichnet, die je nach ihrer Intensität unterschiedlich tief in die Atmosphäre eindringen können, unbedingt bis tief in die untere Atmosphäre hinein, und habe ich gesagt, daß, wenn ein solcher Wirbel zufällig den Oberrand einer von der Erdoberfläche ausgegangenen Zyklone trifft, diese Zyklone dadurch vertieft werde, was leicht erklärlich ist, woraus sich die tiefen Zyklonen erklären.

Tatsächlich zeigen meine chromographischen Wetterkarten ausnahmslos — denn eine verschwindend kleine Anzahl von Ausnahmen in den ersten Monaten läßt sich auf falsche Auffassung der Situation zurückführen, weil sie sämtlich außerhalb des eigentlichen Kartengebietes liegen — in der unmittelbaren Nähe einer jeden tiefen Zyklone den Fallwirbel, der sie erzeugt hat. Doch mehr noch. Der Fallwirbel schreitet rascher vor als die Zyklone, daher er diese letztere alsbald hinter sich zurücklassen muß, zumal wenn Fallwirbel und Zyklone nicht die gleiche Bahn verfolgen, was meistens der Fall ist, und sobald der Abstand zwischen der Zyklone und dem Fallwirbel größer zu werden beginnt, beginnt diese letztere sofort sehr rasch zu verflachen. Verweilt dagegen der Fallwirbel längere Zeit in der Nähe der Zyklone, so dauert während dieser ganzen Zeit die Intensitätszunahme der Zyklone an.

Diese Tatsache, die durch zahllose Beispiele ausnahmslos bestätigt wird, läßt den Satz als erwiesen erscheinen, daß alle großen und intensiven Zyklonen auf die Mitwirkung eines Fallwirbels zurückzuführen sind. Die chromographischen Wetterkarten zeigen uns aber noch zahllose weitere Fallwirbel, die mit keinen tiefen Zyklonen, wohl aber mit kleinen derartigen Gebilden verbunden erscheinen, und dieser Umstand gibt zu bemerkenswerten Studien Anlaß. Ich zeichne in meinen Wetterkarten alle Zyklonen ein, deren Anwesenheit und Lage ich aus der Konvergenz der Windrichtung erkennen kann, wenn gleichzeig die Hydrometeore und die Temperatur die Annahme einer Zyklone am fraglichen Orte bestätigen. Daß ich auf diese Weise auf meinen Wetterkarten eine Unzahl von Zyklonen dargestellt finde, die wohl zu den von ihnen umschlossenen Hochdruckgebieten sehr regelmäßig gelagert sind, ohne aber in die Nähe eines Fallwirbels oder auch nur in den Bereich eines Fallgebietes zu fallen — daß sie sogar ungemein zahlreich im Bereiche eines Steigegebietes liegen —, das kann uns gewiß nicht wundern, wenn wir die Ursachen einer Zyklonenbildung an der Erdoberfläche ins Auge fassen und den Umstand, daß nach meiner Hypothese die Steige- und Fallgebiete einem Mantel angehören, der als „obere Atmosphäre“ die „untere Atmosphäre“ selbständig umkreist. Wie verhält es sich aber mit jenen kleinen Zyklonen, die wir auf der Karte in mehr oder minder unmittelbarer Nähe eines Fallwirbels vorfinden, ohne daß diese Zyklone aus einer „kleinen“ zu

Digitized by Google

einer „großen“ oder intensiven würde? Es sind da zwei Erklärungen möglich. Die eine wäre die, daß bei dem kleinen Durchmesser dieser Zyklonen das Zentrum des Fallwirbels doch noch außerhalb der Zyklone bleibt, was um so eher angenommen werden kann, als wir weder die Stelle der Zyklone, noch jene des Fallwirbels auf der Karte mit ausreichender Präzision bezeichnen können, und überdies die großen Dimensionen der verwendeten Zeichen auf der Karte einen Fallwirbel mit einer Zyklone in Berührung erscheinen lassen, die in Wirklichkeit sich nicht berührt haben, trotz der Trichtergestalt der Zyklone, die ihr oben einen viel größeren Durchmesser verleiht als sie an der Erdoberfläche besitzt. Schließlich sind kleine Zyklonen auch weniger hoch, daher es denkbar wäre, daß der Trichter des Fallwirbels den Oberrand der Zyklone nicht erreicht haben könnte. — Die zweite Erklärung wäre die, daß wir hier eine Zyklone vor uns hätten, die vermöge ihrer Entstehungsursache an der Erdoberfläche so geringfügig geblieben wäre, daß sie auf der Karte nicht erkennbar geblieben wäre, und erst ihre Verstärkung durch den Fallwirbel sie erkennbar gemacht hat. — Die mir vorliegenden Karten veranlassen mich, beide Erklärungen zuzulassen, d. i., sehr viele anscheinende Berührungen eines Fallwirbels mit einer Zyklone sind eben nur anscheinend, indem sie durch die Größe des Kreises, durch den der Fallwirbel kenntlich gemacht, und die Ungenauigkeit der genauen Platzbestimmung auf der Karte zur Darstellung gelangen, doch in sehr vielen Fällen kann die faktische Intensität der Zyklone dem Fallwirbel zugeschrieben werden, d. i., wir dürfen annehmen, daß sie minder intensiv geblieben wäre, wenn der Fallwirbel nicht hinzugetreten wäre.

Daß besonders intensive Zyklonen mit zentralen Barometerständen von weniger wie 740 mm beinahe ausschließlich dem Meere eigen sind, und am Festlande nur sehr selten vorkommen, was aus der alten Erklärung der Zyklonen bereits einleuchtend hervorgeht, ändert nichts an der Zulässigkeit der vorstehenden Ableitungen aus meinen chromographischen Wetterkarten, denn die befördernden Eigenschaften der Zyklonenbildung auf dem Meere beziehen sich mehr auf den Durchmesser der Zyklonen als auf die Intensität derselben, in der die entsprechenden Temperaturdifferenzen zwischen dem Zentrum und dem Rande der Zyklone durchwegs fehlen. Der ungeheure Durchmesser der meisten ozeanischen Zyklonen erleichtert das Zusammentreffen mit einem Fallwirbel, und deshalb sind die intensivsten Zyklonen eben auf dem Ozeane und an seinen Küsten zu treffen, und mehr an der östlichen Küste als an der westlichen, weil der Zug der Fallwirbel von W nach E gerichtet ist. — Das zwar seltene, dennoch aber wiederholt vorfindliche Beispiel von Festlandszyklonen, die durch Fallwirbel zu sehr großer Intensität oder Tiefe gebracht werden, bestätigt die vorstehend ausgesprochene Ansicht. — Die Erklärung der Fallzentren als Fallwirbel der oberen Atmosphäre findet durch die vorliegenden chromographischen Wetterkarten eine ausreichende und kaum in Zweifel ziehbare Bestätigung.

Punkt 4, die Erklärung der Steigezentra durch das Überstürzen von Wellenkämmen, bildet nach wie vor den wundesten Punkt meiner Hypothese, daß wir in den Steige- und Fallgebieten, die in ununterbrochener Reihenfolge unseren Erdball von W nach E umkreisen, eine atmosphärische Flutwelle zu erkennen haben. Solange ich aber keine bessere Erklärung dafür finde, muß ich bei ihr verbleiben. Physikalisch läßt sie sich nur durch den Stoß erklären, den der überstürzende Wellenkamm im Falle nach abwärts ausübt, welcher Stoß zum Drucke, zum Gewichte der Luftmasse hinzuaddiert werden muß. Das größte Bedenken gegen diese Erklärung liegt darin, daß diese überstürzenden Wellenkämme am äußeren Rande

Digitized by Google

der Atmosphäre zu suchen sind, mithin im Bereiche einer minimal dichten, einer verschwindend dünnen Luft. Diese minimale Dichte und das dadurch bedingte minimale Gewicht dieser Wellenkämme bedingt aber eine ungeheure Höhe derselben, und schließlich kann eine ungeheure Menge sehr leichter Luft die gleiche mechanische Wirkung, einen gleich wirksamen Stoß ausüben, wie eine geringere Menge dichterer und deshalb schwererer Luft.

Die Hypothese der sich überstürzenden Wellenkämme findet in den vorliegenden chromographischen Wetterkarten insoweit eine Bestätigung, als die Baroisobasen, welche die Steigezentra umschließen, unverkennbar mehr in die Länge gezogene Bilder liefern als die Baroisobasen der Fallzentra, die sich mehr der Kreisgestalt nähern, und bei langgestreckter Gestalt der von ihnen umschlossenen Gebiete durch Annahme eines weiteren, auf der Karte zwar nicht ausdrücklich erkannten, aber nicht ausgeschlossenen, vielleicht sogar angedeuteten Wirbels, diese leicht in mehrere mehr kreisrunde Einzelgebiete zerlegt werden können, ein Vorgang, der bei langgestreckten Steigegebieten, d. i. durch die höheren Baroisobasen eingeschlossenen Zentralgebieten, zwar auch nicht ausgeschlossen ist, doch schwerer zu mehr kreisrunden Unterabteilungen führt als bei Fallgebieten.

Punkt 5 war dahin stilisiert, daß, wenn ein Steigezentrum den Rand eines Hochdruckgebietes erreicht, wobei der jenseitige Rand desselben gemeint war, wo es die Antizyklone beim Passieren desselben wieder verlassen sollte, das Hochdruckgebiet in diese Richtung ausgedehnt werden, oder an Intensität zunehmen kann, woraus der Schluß abgeleitet werden kann und muß, der als Punkt 6 angeführt wurde, daß die Luftmassen der Antizyklonen nicht ausschließlich auf den oberen Abfluß der Zyklonen zurückzuführen seien, sondern teilweise auch auf die höheren Schichten der Atmosphäre, aus denen sie durch den Druck einer darüber hinstürzenden Flutwelle in die unterliegende Antizyklone hineingepreßt würden.

Diesen letzteren Schluß bzw. den Punkt 6, halte ich nicht bloß vollinhaltlich aufrecht, sondern ich verweise noch ausdrücklich darauf, daß sehr zahlreiche Beispiele in meinen chromographischen Wetterkarten vorliegen, in denen die gewöhnlichen Wetterkarten dimensionelle Zunahmen der Hochdruckgebiete oder Antizyklonen nachweisen, die man aus den umliegenden Zyklonen absolut nicht erklären kann, die sogar zeitlich mit der Abnahme oder dem Abzuge benachbarter großer Zyklonen zusammenfallen, die sich aber auf dem hier bezeichneten Wege vollkommen erklären.

Diesbezüglich sehr beachtenswert ist noch das Folgende, wodurch aber die Fassung des Punktes 5 einigermaßen sich modifiziert. Der von W nach E gerichtete Zug der Steigegebiete bzw. nach meiner Auffassung der einzelnen Flutwellen, geht nicht mit konstant gleicher Schnelligkeit vor sich, sondern einzelne Wellen stürzen rascher nach vorwärts, wodurch andere in ihrem Laufe aufgehalten, für eine kurze Zeit sogar rückläufig werden können, wie wir dies auch auf jeder im Wellenschlag befindlichen Wasserfläche beobachten. Wird nun ein Steigegebiet, also ein Flutwellenberg über einem Hochdruckgebiete mehr minder stationär, so nimmt dieses an Intensität zu und dehnt sich wohl auch räumlich aus, wobei nicht das Steigegebiet im ganzen, sondern nur der von Baroisobasen umschlossene, den Steigezentris benachbarte Teil desselben den Ort der Wirksamkeit bezeichnet, während ein rasches Darüberhinwegeilen eines Steigegebietes oder einer Flutwelle eine Intensitätszunahme nicht erkennen läßt, häufig aber eine Verschiebung des Hochdruckgebietes in der Richtung der Bewegung des Steigegebietes, die nicht immer rein von W nach E geht, sondern häufig auch mehr minder gegen N zu, seltener gegen S.

Digitized by Google

Beachtenswert ist aber noch, daß ein Erlöschen der Zyklonen unter dem Drucke eines Steigegebietes, gleichsam ein Ersticken derselben, entschieden nicht hervortritt, Zyklonen im Bereiche eines Steigegebietes kaum seltener sind als im Bereiche eines Fallgebietes, wodurch meine Hypothese eine hervorragende Stütze gewinnt, weil nach derselben in der Bewegung der Flutwelle die horizontale Komponente, die ausschließlich in der Höhe, in der oberen Atmosphäre wirkt, die vertikale Komponente überwiegen muß, die nur durch das Gewicht der im Bereiche des Wellenberges höheren Luftsäule erzeugt wird. Demgemäß finden wir auch sehr häufig Zyklonen in der unmittelbaren Nachbarschaft eines Steigezentrums, wodurch bezeichnet wird, daß die von der Erdoberfläche ausgehende, nach aufwärts gerichtete Komponente der Zyklone in den unteren Schichten der Atmosphäre jene nach abwärts gerichtete vertikale Komponente an Intensität übersteigt, die in den oberen Schichten der Atmosphäre durch den Stoß der überstürzenden Wellenkämme erzeugt wird und folgerichtig auch auf die untere Atmosphäre sich fortpflanzen muß. Wenn wir demnach auf der Wetterkarte eine Zyklone in der unmittelbaren Nähe eines Steigezentrums vorfinden, sind wir berechtigt, anzunehmen, daß diese Zyklone intensiver gewesen wäre, wenn das Steigezentrum nicht zugegen gewesen wäre, und folgt weiter daraus, daß diese Zyklone an Intensität zunehmen sollte, wenn das Steigezentrum sich rasch davon entfernt, und auch hierfür liefern uns die vorliegenden Karten ausreichend zahlreiche Beispiele, wodurch meine Annahme weiter bestätigt wird.

Wesentlicher muß ich den Punkt 7 in der kurzen Darstellung im Maihefte dieser Zeitschrift berichtigen, obwohl auch diese Berichtigung weniger das Wesen der Sache berührt und mehr eine Unklarheit infolge der kurzen Fassung betrifft. Insbesondere bezieht sich dies auf den zweiten Satz, daß die Wetterperioden durch die Verschiebung der Hochdruckgebiete durch die Fallwirbel entstehen. Doch hierüber will ich mich in einer anderen Abhandlung näher aussprechen. Was den ersten Satz anbelangt, daß die Hochdruckgebiete durch andrängende Fallwirbel verschoben werden bzw. verschoben werden können, erfordert er ein näheres Eingehen in den Gegenstand. Wenn wir uns das Bild eines solchen Fallwirbels vor Augen halten, wie derselbe nach meiner Annahme entsteht, so ist es einleuchtend, daß nicht ein jeder gleich intensiv sich entwickeln, und folgerichtig auch nicht gleich tief nach abwärts in die Atmosphäre eindringen wird. Wir können uns leicht solche Fallwirbel vorstellen, die den Bereich der oberen Atmosphäre gar nicht verlassen, daher es uns auch durchaus nicht wundern kann, daß die chromographischen Wetterkarten zahlreiche Fallwirbel erkennen lassen, die den Bereich eines Hochdruckgebietes durchqueren, ohne dasselbe auch nur im geringsten zu affizieren. Ein solcher Fallwirbel, der mit seiner Spitze gerade oberhalb einer Zyklone steht, doch ohne ausreichend tief in die Atmosphäre eingedrungen zu sein, um den Oberrand derselben zu berühren, kann auch die Zyklone nicht vertiefen, woraus es sich erklärt, daß wir auf vielen Karten Fallwirbel unmittelbar neben einer Zyklone verzeichnet finden, ohne daß diese vertieft würde, abgesehen von dem bereits erwähnten Falle, daß wir in einer kleinen Zyklone neben einem Fallwirbel auch eine solche erkennen können, die ohne Hinzutritt des Fallwirbels auf der Karte überhaupt nicht erkennbar geblieben wäre.

Dringt ein Fallwirbel aber mit seiner Spitze ausreichend tief in die untere Atmosphäre ein, um bei seiner horizontalen Weiterbewegung mit seiner vertikalen Achse gegen die vertikale Grenzwand des Hochdruckgebietes anzudrücken, so lassen

Digitized by Google

uns die chromographischen Wetterkarten es deutlich erkennen, daß das letztere vor dem Andrange des ersteren zurückweicht, jedoch in seine frühere Lage zurückzukehren trachtet, wenn der Fallwirbel weiter abgezogen ist. Dieser letztere Umstand ist charakteristisch, denn ein durch den Einfluß eines Steigegebietes in der Richtung der Wanderung desselben verschobenes Hochdruckgebiet äußert diese Tendenz des Zurückkehrens in die frühere Lage nicht. Das Steigegebiet verschiebt die Antizyklone definitiv, während der Fallwirbel sie gleichsam nur innerhalb der Grenzen ihrer Elastizität eindrückt. Mitunter scheint aber doch diese Eindrückung die Elastizitätsgrenze zu übersteigen und eine dauernde Verschiebung, ja sogar ein Durchschneiden des Hochdruckgebietes zu bewirken.

Ein Fallwirbel ist aber unter Umständen auch imstande, eine Hochwelle der oberen Atmosphäre zu durchschneiden. Im allgemeinen dürfte es wohl richtig sein, die Unregelmäßigkeiten und Verschiebungen der einzelnen Flutwellen damit in Zusammenhang zu bringen, daß die Grenzfläche zwischen der oberen und unteren Atmosphäre, deren Höhe über der Erboberfläche von der wechselnden Intensität der Flutkraft und der dadurch bedingten Höhe der einzelnen Flutwellen abhängt, keine glatte, sondern eine unebene Fläche sein muß, wodurch die gleichmäßige Flutbewegung der einzelnen Wellen behindert werden muß, doch viele Beispiele deuten darauf, daß eine Hochwelle — ein Steigegebiet — durch den Anprall eines Fallwirbels geradezu entzweigeschnitten wird. Dies ist jedoch leicht erklärlich, wenn wir dem Fallwirbel, der in der Mulde der Tiefwelle mit der dieser eigenen Schnelligkeit seine Bahn wandert, eine lebende Kraft in der Richtung dieser Bahn zuschreiben und eine plötzliche Verlangsamung der dieser Tiefwelle vorangehenden Hochwelle annehmen. Der Fallwirbel wird bestrebt sein, dem sich ihm entgegenstellenden Hindernisse auszuweichen, indem er seine normal von W nach E gerichtete Bahn nach N oder S abzubiegen trachten wird, doch bietet sich ihm auch hier ein Hindernis, so erscheint es durchaus nicht auffallend, wenn er die Hochwelle an einer schwächeren Stelle durchbricht.

Im vorstehenden habe ich die gewiß hochinteressanten Ergebnisse des nunmehr ein volles Jahr von Tag zu Tag fortgesetzten Studiums meiner chromographischen Wetterkarten in tunlichster Kürze zusammengefaßt, die gewiß dadurch besonders wichtig erscheinen, daß das darin enthaltene Neue, und neu ist dabei so manches, durch die vorliegenden Karten sozusagen dokumentarisch nachgewiesen erscheint. Bevor ich aber diesen Gegenstand verlasse, kann ich nicht umhin, auf einen Schluß hinzuweisen, der mit logischer Notwendigkeit aus dem Angeführten resultiert.

Ich habe mich veranlaßt gefunden, eine „obere Atmosphäre“ im Gegensatze zur „unteren Atmosphäre“ anzunehmen, welche erstere mit größerer Schnelligkeit die letztere umkreist, weil auf einem anderen Wege die in ununterbrochener Reihenfolge aufeinanderfolgenden, von W nach E vorbeiziehenden Steige- und Fallgebiete, die uns die chromographischen Wetterkarten handgreiflich klar vor die Augen stellen, kaum erklärt werden können. Wenn nun diese Annahme richtig ist, was mir vorläufig kaum wegleugbar erscheint, so ist es selbstverständlich, daß zwischen der unteren Grenzfläche der oberen, und der oberen Grenzfläche der unteren Atmosphäre eine Reibung stattfinden muß, die als solche eine Quelle atmosphärischer Elektrizität sein mag, von deren Bestand wir bisher noch keine Ahnung gehabt haben.

Digitized by Google

Vereinsnachrichten.

Deutsche Meteorologische Gesellschaft. Jahresbericht für 1905. Die Gesellschaft zählte am Ende des Jahres 16 Ehrenmitglieder, 33 korrespondierende und 305 ordentliche Mitglieder. Es sind 17 Neuanmeldungen erfolgt. Leider ist die Zahl der durch Tod Ausgeschiedenen wiederum sehr groß. Gestorben sind die Ehrenmitglieder Professor Billwiller in Zürich und Dr. Vettin in Dessau, sowie die ordentlichen Mitglieder Prof. Dr. Abbe in Jena, Prof. Dr. Edler in Potsdam, Dr. Hauck in München, Generalmajor von Orff in München, Fabrikbesitzer Jean Polis in Aachen, Geheimer Regierungsrat Professor Freiherr von Richthofen in Berlin, Präzisionsmechaniker Tesdorpf in Stuttgart, Brauereibesitzer Treitschke in Erfurt, Assistent Ulsamer in München und Geheimrat Karl Zöppritz in Mergelstetten.

Von den Vorgängen innerhalb der Gesellschaft ist nur zu erwähnen, daß der Verlag der Meteorologischen Zeitschrift von Januar 1906 ab der Firma Friedr. Vieweg u. Sohn in Braunschweig übertragen worden ist.

Der Vermögensstand ist, wie nachstehender Bericht zeigt, günstig zu nennen. Mit besonderem Danke verdient die Beihilfe von 600 Mark hervorgehoben zu werden, welche das preußische Kultusministerium auch in diesem Jahre gewährte.

R. Süring, Schriftführer.

Rechnungsablage über Einnahmen und Ausgaben der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft für das zweiundzwanzigste Vereinsjahr 1905.

	Einnahmen.	Mk.
1.	Übertrag aus dem Vorjahre	3281.20
2.	Mitgliederbeiträge	2993.50
3.	Zinsen von Staatspapieren und Depotzinsen	397.95
4.	Portoerstattung des Zweigvereins München	29.50
5.	Zahlung vom Verleger	500.—
6.	Außerordentliche Beihilfe des Herrn Ministers der geistlichen, Unterrichts- und Medizinalangelegenheiten	600.—
7.	Für verkaufte Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie	243.60
8.	Für verkaufte ältere Jahrgänge der Zeitschrift	20.50
	Summe der Einnahmen	8066.25

	Ausgaben.	Mk.
1.	Für gelieferte 400 Exemplare der Zeitschrift	2200.—
2.	Anfertigung von Zeichnungen der Zeitschrift	12.50
3.	Für Versendung der Zeitschrift (Porto und Mappen)	524.34
4.	Dem Gehilfen des Redakteurs der Zeitschrift	120.—
5.	Honorare für den Literaturbericht und das Inhaltsverzeichnis der Zeitschrift	97.93
6.	Vorarbeiten für das zwanzigjährige Inhaltsverzeichnis der Zeitschrift	150.—
7.	Anfertigung von Drucksachen (Formulare)	33.75
8.	Schreiblohn und Botendienste	92.75
9.	Porto des Vorsitzenden, des Redakteurs, Schriftführers und Schatzmeisters	166.61
10.	Fracht- und Fahrkosten, Schreibmaterial- und Buchbinderkosten	13.80
11.	Für angekaufte Wertpapiere	1840.80
12.	Für Inventaranschaffungen	46.75
13.	Kosten der Verwaltung des Depots	3.—
14.	Für einen Kranz auf Müttrichs Grab	20.—
15.	Kassenbestand am 31. Dezember 1905	2744.02
	Summe der Ausgaben	8066.25

	Vermögensbestand am 31. Dezember 1905.	Mk.
1.	3000 M. 3½ prozentige Hamburger Rente zum Kurse von 101.—	3030.—
2.	7200 M. 3 prozentige deutsche Reichsanleihe zum Kurse von 89.20	6422.40
3.	Kassenbestand am 31. Dezember 1905	2744.02
4.	Rückständige Mitgliederbeiträge	361.30
	Summe	12557.72

Dem Schatzmeister wurde, nachdem die gewählten Revisoren, die Herren Professor Dr. Lachmann und Dr. Leß alles geprüft und richtig befunden, vom Vorstande der Gesellschaft in der Sitzung vom 2. April 1906 Entlastung erteilt.

O. Behre, Schatzmeister.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Dr. E. Kleinschmidt: Der Eisregenfall am 19. November 1905. In der Nacht vom 18. auf den 19. November 1905 ist an vielen Orten Elsaß-Lothringens Eisregen gefallen, der strichweise ausgedehnte Verwüstungen anrichtete; so sind in dem Teile der Mittelvogesen z. B., welcher zwischen der Zorn und dem Falkensteiner Bach bei Niederbronn liegt, etwa 30000 Festmeter Holz durch Eisbruch geworfen. Mehrfache Anfragen haben mich veranlaßt, die Verhältnisse in der Atmosphäre an den betreffenden Tagen zu untersuchen und ich will die Ergebnisse im folgenden mitteilen.

Da es mir im wesentlichen auf die physikalische Seite des Phänomens ankommt, will ich bezüglich der Ausbreitung des Eisregenfalles nur bemerken, daß im ganzen Rhein- und Illtal und ebenso in einem großen Teile der Vogesen bis zu einer Höhe von etwa 700 m Glatteis am Boden und an den Bäumen an zahlreichen Orten beobachtet wurde. Die Ausdehnung in den Nachbargebieten festzustellen, erschien mir für meinen Zweck überflüssig.

Die Witterungsverhältnisse der betreffenden Tage in Elsaß-Lothringen, soweit sie mir wesentlich zu sein scheinen, sind, mit Ausnahme der Niederschlagsbeobachtungen, die weiter unten erwähnt werden, in folgender Tabelle zusammengestellt.

Temperatur.

		17. Novbr. 1905		18. November 1905					19. November 1905		
	Höhe (m)[1])	Min.	Max.	Min.	Max.	7a	2p	9p	7a	2p	9p
Straßburg, Erdboden	— 0.15	—	—	—	—	3.0	3.1	—	2.4	2.6	2.4
„ „	— 0.01	—	—	—	—	— 0.4	0.1	—	0.2	0.9	0.8
„ Luft „	6	— 1.6	3.0	— 5.0	1.5	— 4.5	1.4	1.2	0.2	1.4	2.3
„ „ „	66	— 0.7	2.3	— 4.9	1.0	— 4.2	1.0	0.8	0.3	0.8	2.0
„ „ „	136	— 1.0	0.8	— 4.8	0.7	— 4.5	— 0.3	0.8	— 1.2	— 0.4	1.5
Mülhausen	102	— 1.4	2.6	— 4.5	0.2	— 3.0	0.2	— 0.8	— 0.2	0.4	2.6
Obersierch (Mosel)	135	— 4.0	2.2	— 4.8	1.0	— 3.2	0.8	0.2	0.4	1.2	1.2
Ölenberg (Mülhausen)	145	— 2.5	1.5	— 4.5	0.0	— 3.5	— 0.8	— 0.4	0.4	1.2	1.2
Neumatt	210	— 5.8	0.8	— 7.1	1.0	— 5.0	1.2	0.8	0.4	1.2	1.4
Château-Salins	210	— 4.6	0.6	— 4.6	0.6	— 4.4	0.2	— 0.2	0.2	0.6	1.6
Rothan	210	— 3.3	2.0	— 7.0	0.0	— 5.6	— 0.6	— 0.8	0.0	0.2	3.0
Münster	250	— 4.4	1.5	— 7.0	0.8	— 5.6	0.1	— 1.4	— 0.3	0.6	3.5
Lauchensee	780	— 8.3	— 3.2	— 10.1	— 2.0	— 7.6	— 2.0	— 2.8	1.0	4.8	2.2
Melkerei	800	— 8.0	— 1.3	— 8.5	— 3.2	— 6.8	— 4.4	— 3.2	1.2	3.4	2.4
Belchen	1250	— 9.8	— 6.7	— 10.5	— 2.4	— 8.8	— 6.4	— 2.8	0.8	2.6	— 0.2

Windrichtung.

		18. November 1905						19. November 1905						
	Höhe (m)	7a	2p	5p	7p	9p	11p	1a	3a	5a	7a	9a	2p	9p
Straßburg	66	N	N	N	N	N	N	—	—	—	SE	—	NE	S
„	144	NNE	NE	NE	NE	NE	NNE	NE	NE	NE	NE	NE	NE	SW
Château-Salins	210	NE	E	—	—	E	—	—	—	—	SE	—	SE	SE
Lauchensee	780	C	C	—	—	C	—	—	—	—	NW	—	WW	W
Belchen	1250	N	N	—	—	NE	—	—	—	—	W	—	W	W
Cirrus-Region	—	W	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Windstärke.

Straßburg m/s	50	2.1	3.0	3.4	3.7	2.6	3.7	3.8	2.8	2.3	1.5	1.7	1.6	5.3
„ m/s	144	5.6	5.6	8.0	7.7	3.1	8.3	8.1	4.7	2.8	1.2	1.0	1.0	8.0
Château-Salins, Beauf.-Sk.	210	2	4	—	—	5	—	—	—	—	2	—	1	1
Belchen	1250	3	2	—	—	5	—	—	—	—	3	—	3	5

Den Verlauf des Eisregenfalles werde ich im folgenden angeben, wie er sich darstellt auf Grund der Mitteilungen der meteorologischen Beobachter (genannt sei hier vor allem Herr Förster Ersfeld zu Château-Salins) und von Angaben, die ich der Kaiserlichen Forstverwaltung verdanke, sowie endlich unter Benutzung der Berichte in den Tageszeitungen, insbesondere der ausführlichen Besprechung des Herrn Oberforstmeisters Ney in Metz (Straßburger Post Nr. 1394, 29. Dezember 1905). Ferner will ich, und zwar an erster Stelle, meine eigenen Beobachtungen, die ich in Straßburg machen konnte, wiedergeben.

[1]) Die Höhe ist gerechnet von 140 m über NN ab, d. h. der annähernden Seehöhe von Straßburg.

Digitized by Google

Hier begann etwa um 11 Uhr abends am 18. November ein Niederschlag, der, im Scheine der Laternen völlig durchsichtig war, große Tropfen bei entsprechend beträchtlicher Fallgeschwindigkeit aufwies und beim Aufschlagen auf das Asphaltpflaster, auf Hüte und aufgespannte Schirme ein Geräusch verursachte, als ob er aus Erbsen bestände; dasselbe schien mir verschieden von demjenigen, das flüssige Regentropfen oder (bekanntlich relativ langsam fallende) Graupelkörner verursachen. Dabei überzog sich der Boden, Brückengeländer und ähnliches mehr, mit Glatteis. Später befand sich auch Schnee unter dem Niederschlag und am anderen Morgen war der Boden mit einer etwa centimerhohen nassen, weißen Schicht bedeckt, die aussah wie eine im Tauen begriffene Schneedecke. Die Niederschlagsmenge, die in der Nacht fiel, betrug 6 mm. Am 19. wurde nach 7^a nur Regen, der fast den ganzen Tag anhielt, beobachtet. An Bäumen, Sträuchern usw. habe ich am Morgen des 19. keinen Eisanhang bemerken können.

Nach den Berichten aus dem hauptsächlich vom Eisregenfall betroffenen Gebiete, in welchem oder in dessen Nähe die meteorologischen Stationen Neumatt und Château-Salins liegen, fand vereinzelt, z. B. in Lützelstein, am 18. Schneefall statt. Etwa um Mitternacht oder kurze Zeit später begann es zu „regnen" und dieser „Regen gefror aber an den Bäumen, Sträuchern, Kräutern und Gräsern, alles mit einer kristallhellen Eiskruste einhüllend und zwar in einer solchen Stärke, daß durch die Last Äste, selbst Bäume abgebrochen wurden. Auf der Erde selbst war die Eiskruste weich und wässerig, während der Regen auf den Dächern anscheinend nicht gefror, da derselbe durch die Dachrinnen stark ablief ... An Rosenbäumchen hatte die Eiskruste eine Stärke von 1 cm ... Die Niederschlagsmenge betrug 14,5 mm." Der Eisanhang bildete sich so rasch, daß der um 5 Uhr morgens von Lützelstein abfahrende Postwagen die Straßen im Walde bereits durch umgebrochene Bäume versperrt fand und umkehren mußte. Der Niederschlag und das Brechen der Bäume dauerte vielfach bis zum Abend des 19., dann fiel das Eis, durch die inzwischen eingetretene Erwärmung der Luft und des Regens zum Tauen gebracht, ab.

Ich wende mich nun der physikalisch-meteorologischen Seite der Erscheinung zu und zwar zunächst den Temperaturverhältnissen, wie sie sich aus der Tabelle ergeben. Der auf den tieferen, etwa gleich hoch gelegenen Stationen fast völlig übereinstimmende Gang der Temperatur zusammen mit der schon erwähnten Tatsache, daß Glatteisbildung sowohl im Illtale zwischen Vogesen und Jura, als auch in der Rheinebene und in Lothringen auftrat, läßt auf gleichförmige Schichtung (in horizontalem Sinne) der Atmosphäre bis zu größeren Höhen hinauf über dem betrachteten Gebiete schließen, d. h. man wird unbedenklich annehmen dürfen, daß z. B. über Lothringen in Belchenhöhe nahezu dieselbe Temperatur herrschte wie auf diesem Gipfel selbst.

Der Temperaturverlauf war der folgende: Am Nachmittage des 17. Novembers trat in den tieferen Lagen Frost ein, so daß das Thermometer als Minimum der folgenden Nacht -4 bis -5^0 zeigte. Am 18. stieg das Thermometer bis gegen Mittag, zu welcher Zeit etwa der Gefrierpunkt erreicht wurde, in dessen nächster Nähe sich die Lufttemperatur nun bis zum folgenden Tage hielt. Auf dem Belchen und anderen hochgelegenen Stationen stieg das Thermometer, das morgens etwa -10^0 zeigte, im Laufe des 18. rasch, so daß es bei der Abendablesung um $^1/_2$10 Uhr nur noch geringen Frost angab, am anderen Tage aber über 0^0 stand. Der Effekt des eben geschilderten Temperaturganges ist der, daß in der Nacht vom 18. auf den 19., in der die Eisbildung stattfand, die ganze Luftsäule über Elsaß-Lothringen eine fast gleichförmige Temperatur von nahezu 0^0 besaß. (Der Säntis — 2500 m hoch — zeigte am Morgen des 19. -1^0.) Am Erdboden selbst überschritt sie mehrfach den Gefrierpunkt, in der freien Atmosphäre blieb sie aller Wahrscheinlichkeit nach allgemein bis gegen Morgen unter ihm, eine Vermutung, die auch die Registrierungen auf der Straßburger Münsterspitze nahelegen. Die Ursache einer derartigen Temperaturverteilung ist in dem Hereinbrechen warmer Luftströmungen, zunächst in höhere Schichten, zu suchen, eine Ansicht, die, von verschiedenen[1]) schon früher ausgesprochen, auch im vorliegenden Falle bestätigt wird, da im Laufe des 18. ein barometrisches Minimum, das am Morgen über Westfrankreich angedeutet war, gegen Mitteleuropa, wo bis dahin hoher Luftdruck geherrscht hatte, vorrückte.

---

[1]) Z. B. Meinardus, Meteorol. Zeitschr. 99, 165.

Digitized by Google

Die Windrichtung ist, in Übereinstimmung mit der der früher beobachteten Fälle, während der Glatteisbildung in tieferen Schichten des Luftmeeres eine östliche von im allgemeinen geringer Stärke. In Belchenhöhe ist in der fraglichen Nacht der Wind von NE nach W übergesprungen[1]); derselbe Sprung fand in der Ebene (Münsterspitze) erst am 19. zwischen 5 und 6 Uhr nachmittags statt, wobei der eintretende Südwestwind sofort mit einer beträchtlichen Stärke — etwa 8 m pro Sekunde in einer Höhe von 150 m über dem Boden — einsetzte. Beachtung verdient der Umstand, daß der Eisbruch in den Waldungen nach einstimmigen Aussagen um diese Zeit bei vorher ruhigem Wetter schon zum weitaus größten Teile vollendet war, daß man also den Wind nicht als Ursache des Schadens auffassen darf.

Bei der oben geschilderten Temperaturverteilung fand also Niederschlag mit Glatteisbildung von solcher Stärke statt, daß nach den Berichten strichweise der Boden, Grashalme usw. sowie Bäume mit klarem Eisüberzug von mehreren Millimetern Dicke versehen waren und daß hierdurch in einem nicht sehr umfangreichen Gebiete etwa 30000 Festmeter Holz geworfen wurden.

Wir wollen uns Rechenschaft zu geben versuchen über den Verbleib der Wärmemengen, die im vorliegenden Falle bei der Eisbildung frei geworden sind. Man kann annehmen, die Tropfen gelangten flüssig, aber überkaltet, zur Erde und erstarrten beim Aufschlagen auf feste Gegenstände. Es wird dabei nur eine sehr geringe Menge des Wassers fest, hier etwa der 40. Teil, da die Tropfen infolge der erwähnten Lufttemperatur bis zu etwa 1300 m Erhebung nicht weniger wie etwa -2^0 haben konnten, wenn nicht eine weitere Wärmeentziehung stattfand; daß aber viel mehr Wasser gefror, beweist der Umstand, daß bei etwa 15 bis 20 mm Niederschlagshöhe zentimeterstarke Eisrinden an Ästen gebildet wurden. Eine weitere Wärmeabgabe mußte daher erfolgen und zwar entweder an den Boden und die betroffenen Gegenstände oder aber an die Luft. Der Boden kommt nicht wesentlich in Betracht, wie folgende Überlegung zeigt: Die vorausgegangene Kälte hatte etwa 24 Stunden angehalten, wobei nur eine ganz oberflächliche Abkühlung stattgefunden hatte, denn das Erdbodenthermometer zu Straßburg zeigte in der Tiefe von 1 cm unter der Erdoberfläche am Morgen des 18. -0.4^0 bei -4.5^0 Lufttemperatur, am Abend nur noch -0.1^0 bei $+1.2^0$ Lufttemperatur. Eine centimeterstarke Erdschicht von -1^0 bei einer Wärmekapazität des Bodens gleich der des flüssigen Wassers könnte das Gefrieren einer Wasserschicht von etwa 0.1 mm bewirken. Bei den Pflanzen, speziell Bäumen, liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Ein Ast von 4 cm Durchmesser müßte — bei einer spezifischen Wärme gleich 1 — eine Temperatur von -100^0 haben, um die frei werdende Wärme bei der Bildung einer Eisschicht von 1 cm Stärke aufzunehmen. Man sieht, daß es unmöglich ist, daß dünnere Zweige usw. genügende Wärmemengen absorbieren konnten.

Als zweites käme die Luft, etwa die unteren 5 bis 30 m, für die Aufnahme der überschüssigen Wärme in Betracht. Es ist zuzugeben, daß bei einigermaßen starker Luftströmung und nur geringer Abkühlung unter 0^0 die Möglichkeit genügender Wärmeabfuhr besteht. Im vorliegenden Falle jedoch fand die Eisbildung bei schwachem Winde statt, da der am Abend vorher noch lebhafte Nordostwind nach den Berichten und Aufzeichnungen der Beobachter, sowie nach den Registrierungen auf der Münsterspitze zu Straßburg, bald nach Mitternacht beträchtlich abflaute. Ferner ist noch zu beachten, daß am Vormittage des 19. die Eisschicht dauernd zunahm, obwohl die Lufttemperatur bereits allgemein über den Gefrierpunkt gestiegen war, daß folglich die Luft sich gar nicht mehr in der Lage befand, Körpern von genau 0^0 Wärme zu entziehen.

Man kann aber auch annehmen, der Niederschlag habe nur zum Teil aus flüssigem Wasser bestanden, zum Teil sei er schon fest gewesen, als er auf die Erde kam. In größeren Höhen müssen allerdings die Tropfen sich aus flüssigen Partikeln zusammengesetzt haben, wobei es aber durchaus nicht, wie vielfach angenommen wird, notwendig ist, daß die Temperatur in der Entstehungsschicht des Niederschlages über dem Gefrierpunkte gelegen habe: auch unterkühlte Tröpfchen können bei ihrem Zusammentreffen, falls die Unterkühlung nicht sehr stark ist, flüssig bleiben, wovon ich mich bei Wasser von -2^0 überzeugt habe. Auf dem langen Wege durch die unter 0^0 temperierte Atmosphäre wird den Tropfen genug Wärme entzogen, daß sie ganz oder fast ganz erstarren können und als Eiskugeln niederfallen.

[1]) Bemerkenswert ist, daß die Erwärmung am 18. auf den Hochstationen vor sich ging, ohne daß die nordöstliche Windrichtung sich zunächst geändert hätte.

Digitized by Google

Der Erstarrungsprozeß in der Luft geht nicht plötzlich vor sich, sondern zuerst wird, momentan, nur ein Teil des unterkühlten Wassers fest, entsprechend dem Grade der Unterkühlung, bei -4^0 z. B. etwa $^1/_{20}$, wobei die Temperatur sofort auf 0^0 steigt. Im weiteren Verlaufe des Falles gefriert immer mehr Wasser, ohne daß sich die Temperatur änderte, bis die ganze Masse zu Eis geworden ist. Treffen nun die Tropfen, ehe sich ihre Temperatur wieder erniedrigt, auf feste Gegenstände von etwa 0^0 oder darunter auf, so genügt der dabei entstehende Druck, um sie für den Augenblick teilweise flüssig zu machen; sobald der Tropfen zur Ruhe gekommen ist, hört der Druck auf und es erstarrt wieder dieselbe Menge, die schon vorher fest war. Man kann sich den Vorgang auch so vorstellen, daß der Eistropfen zersplittert und die Bruchstücke an ihrer Oberfläche unter dem Drucke sich verflüssigen und dann beim sofort wieder eintretenden Erstarren an ihrer Unterlage haften bleiben und sich ihr völlig anschmiegen.

Nach den oben über die Temperaturverteilung gemachten Angaben scheint es mir nicht möglich, die Eisbildung im vorliegenden Falle nur auf unterkühlten Regen zurückzuführen, sondern es erscheint notwendig, daß die Erstarrungswärme zum weitaus größten Teile noch beim Falle durch die Luftschicht absorbiert wurde. Daß sich unterkühlte Tropfen von bereits erstarrten durch das Auge nicht unterscheiden lassen, ist bei der angenommenen Entstehungsart, bei der sich ja Luft innerhalb der Tropfen nicht vorfindet, ohne weiteres einleuchtend. Daher kann die Aussage der Beobachter, die den Niederschlag während des Fallens als flüssig schildern, nicht beweiskräftig sein. Dagegen spricht die von zahlreichen Augenzeugen gemachte Angabe, daß die durchsichtigen Tropfen beim Aufschlagen sofort zu Eis wurden, für ihren schon vorher festen Aggregatzustand, denn es ist nicht anzunehmen, daß, wenn $^{19}/_{20}$ oder noch mehr eines Tropfens abfließt, dieser Umstand den Beobachtern entgangen wäre.

Das Bild, das wir uns auf Grund des zuletzt angeführten Erklärungsversuches von dem Eisregen am 18. auf den 19. November zu machen haben, ist demnach folgendes: Der Niederschlag bildet sich zu flüssigen Tropfen in einer Schicht, deren Temperatur bis zu einigen Graden unter Null betragen darf. Die Wassertropfen, mögen sie nun anfangs überkaltet sein oder nicht, durchfallen eine größere, unter 0^0 temperierte Luftschicht, geben hierbei Wärme ab und erstarren ganz oder zum Teil, teilweise mögen sie auch flüssig bleiben und nur unterkühlt werden. Beim Auftreffen auf die Erde liegt ihre Temperatur bei oder wenig unter dem Gefrierpunkte. Die bereits ganz oder zum Teil festen Tropfen von genau 0^0 verflüssigen sich teilweise unter dem Drucke beim Aufschlagen und schmiegen sich den getroffenen Gegenständen an, die noch flüssigen gefrieren teilweise, der Rest fließt ab, entweder zum Boden oder aber er erstarrt allmählich beim Fließen über die bereits gebildeten Eisschichten unter Wärmeabgabe an diese oder an die Luft. In unserem Falle können Boden und Luft, wie oben erwähnt, nur einen geringen Teil der Niederschlagsmengen zum Festwerden bringen; vielmehr muß die latente Erstarrungswärme schon auf dem Falle durch die Luft zum größten Teile abgegeben worden sein. Die Eisbildung an vertikalen Flächen, z B. an Baumstämmen, die, wie aus den Berichten zu entnehmen ist, ganz bedeutend schwächer war wie die an horizontalen oder schrägen Flächen, dürfte zum größeren Teile durch nachträglich erstarrtes, herabfließendes Wasser verursacht sein, obwohl auch hier durch die Unebenheiten noch genug Gelegenheit zum Auffangen der Eiskörner sich bietet.

Die lokalen Verschiedenheiten im Auftreten der Glatteisbildung sind genügend erklärt durch ganz geringe Temperaturdifferenzen. Kommen z. B. die Tropfen und Eiskörner mit einer Temperatur von etwa -1^0 an der Erde an, so werden letztere beim Aufschlagen nicht mehr flüssig, sondern können an den Bäumen usw. abprallen und zu Boden fallen, wo sie mit dem überkalteten flüssigen Wasser, je nach der Temperatur des Bodens und der Luft, eine mehr oder weniger trockene Eisschicht bilden, während sich an den Bäumen nur ganz dünne Eisdecken bilden. Am stärksten dagegen wird sich das Eis ansetzen, wenn die Temperatur des Niederschlages infolge des im Gange befindlichen Erstarrungsprozesses gerade 0^0 beträgt.

Betrachtet man die älteren Berichte über Glatteis und Eisregen, so ergibt sich, daß wohl in manchen Fällen die zur Eisbildung erforderliche Wärmeentziehung von dem stark abgekühlten Boden und den ihm direkt auflagernden kalten Luftmassen besorgt werden konnte; aber dem ist nicht so gerade in den bekanntesten Fällen, nämlich dem von

Digitized by Google

Meinardus[1]) behandelten, der im Jahre 1898 stattfand, ferner dem Eisregenfalle im Jahre 1858; letzterer ist von Mohr[2]) beschrieben worden. Beim Eisregenfalle im Jahre 1898 und einem anderen von Mohr, l. c., zitierten[3]) herrschte während einiger Zeit vorher eine Lufttemperatur von sehr nahe 0° oder darüber, bei dem im Jahre 1858 trat nach einer Kälteperiode schon vor Einbrechen des Eisregens Erwärmung auf etwa 0° ein. Alle diese Fälle fanden im Spätherbst statt, ebenso wie der im Jahre 1905, also zu einer Zeit, wo die oberen Schichten des Erdbodens noch große Wärmemengen enthalten und daher bei steigender Lufttemperatur dieser sehr rasch nachkommen. Es konnte demnach an den Boden und die untersten Luftschichten nicht soviel der freiwerdenden Wärme abgegeben werden, um die starken Eisbildungen zu ermöglichen. Wir müssen daher auch hier die Abgabe der Erstarrungswärme zum großen Teile in die höheren Schichten der Atmosphäre legen und das Haftenbleiben des Eises an Bäumen usw. seiner Plastizität zuschreiben.

Straßburg i. E., Meteorologisches Institut.

Klima von Port au Prince, Haiti. Wir verdanken Herrn Prof. Scherer eine wertvolle Reihe meteorologischer Beobachtungen am „Petit Seminaire, Collège S. Martial", die mit Mitte 1887 begonnen haben. Im Jahrgange 1889 dieser Zeitschrift, S. 209 usw., findet man Näheres über die Verbindung dieser Beobachtungsstation mit der k. k. Met. C. A. in Wien, welche die täglichen Beobachtungen an derselben seither in ihren Jahrbüchern zum Abdruck bringt (auch der Jahrgang 1905 ist zum Teil daselbst schon erschienen). Später haben auch die Annales du Bureau Central Mét. de France die meteorologischen Beobachtungen auf Haiti gleichfalls veröffentlicht, und zwar auch die Ergebnisse stündlicher Registrierungen und Beobachtungen, welche im nachfolgenden zum Teil auch benutzt worden sind.

Eine ältere Beobachtungsserie, 1863/69, zu Port au Prince verdankt man Prof. Ackermann, deren Ergebnisse längere Zeit fast unbekannt geblieben sind, bis sie von Prof. Scherer in dankenswerter Weise der teilweisen Vergessenheit entrissen worden sind (s. d. Zeitschrift 1889, S. 209, wo auch die Beobachtungsergebnisse 1863/67 mitgeteilt werden). Später erst lernte ich eine Publikation kennen, in welcher die wichtigsten Resultate der Beobachtungen Prof. Ackermanns bis 1869 schon früher (1870) publiziert worden waren, ohne dadurch zu allgemeiner Kenntnis zu gelangen (Proc. American Phil. Soc. Philadelphia, Vol. XI). Ich bin dann in dieser Zeitschrift 1897, S. 116, darauf zurückgekommen, und habe das, was noch neu war, an zitierter Stelle wiedergegeben, und die Gelegenheit benutzt, Mittelwerte für beide Reihen zu veröffentlichen. (Zum Klima von Port au Prince.) Man findet daselbst auch den täglichen Gang der Temperatur[4]), zwei Jährgänge nach Prof. Ackermann, und jenen des Luftdruckes, zwei Jahre nach Prof. Scherer. (S. a. Jahrbücher der k. k. Met. C. A. 1893, Anhang, S. 1 bis 4 u. diese Zeitschr. 1893, S. 144.) Die ausführlicheren Daten über die Station des Prof. Ackermann verdankt man Prof. Scherer, sie finden sich in der Zeitschrift 1889, S. 211 usw., wo auch andere Angaben über das Klima von Haiti gemacht werden.

Wir haben in den folgenden Tabellen die Gesamtergebnisse der nun (mit Abschluß 1904) 23jährigen meteorologischen Beobachtungen übersichtlich zusammengestellt. Die 17jährigen Mittel beziehen sich auf die Periode Prof. Scherers von 1888/1904.

Die absoluten Extreme des Luftdruckes in der 23jährigen Beobachtungsreihe (1864/69 und 1888/94) waren: 769.1 Januar 1866 und 755.5 (mehrmals), absolute Schwankung 13.6 mm. Die absoluten Temperaturextreme waren 38.2 August 1894 und 13.6 Januar 1868, dann 15.8 März 1890. In der ersten Reihe sind die Minima überhaupt etwas tiefer.

Die größten Tagesmengen des Regenfalles waren: 104 April 1889, 134 Mai 1869, 142 Mai 1865 und 183 Febr. 1902.

Über einen bemerkenswerten Hagelfall zu Port au Prince berichtete Prof. Scherer ausführlicher in dieser Zeitschrift 1895, S. 420 bis 422. Der Hagelfall war in der Stadt

---

[1]) Meinardus, l. c.
[2]) Mohr, Pogg. Ann. 121, 637, 1864.
[3]) Müller, Kosmische Physik, 2. Aufl., S. 466. (Die genannte Auflage ist mir nicht zugänglich, sondern nur die 5., die den Fall nicht enthält.)
[4]) Den täglichen Gang der Temperatur nach siebenjährigen Mitteln findet man in meiner Abhandlung: Der tägliche Gang der Temperatur in der inneren Tropenzone. Denkschriften der Wiener Akademie, Bd. 78, 1905.

Digitized by Google

sehr stark, bedeckte die Bergabhänge buchstäblich mit Eis und war von einem heftigen Wirbelsturm begleitet. Über eine „Influenza"-Witterung im Februar 1895 berichtete derselbe in der Zeitschrift 1891, S. 195. Beobachtungsergebnisse über den täglichen Gang der meteorologischen Elemente zu Furcy auf Haiti, 1540 m, findet man in dieser Zeitschrift 1890, S. 271, mit Notizen über die Witterung daselbst überhaupt.

Prof. Scherer hat auch stündliche direkte Beobachtungen über den täglichen Gang der Bewölkung von 6^h morgens bis 9^h abends während mehrerer Jahre angestellt. Die Ergebnisse findet man in unserer Tabelle. Vollständige 24 stündige Mittel findet man in dieser Zeitschrift 1892, S. 156. Bei der Seltenheit derartiger Beobachtungen verdienen selbe besondere Beachtung.

Wir wollen zum Schlusse noch die extremen Monatssummen des Regenfalles anführen.

Größte und kleinste Monatssumme des Regenfalles (23 Jahre).

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
60	231	315	362	490	215	150	265	298[1])	371	210	161	1712
0	0	8	82	119	11	2	71	63	80	4	5	1076

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Port au Prince, 18° 34′ Br, 72° 21′ w. L, 37 m.

	Luftdruck				Temperatur							Mittleres Monats- und Jahres-Extrem		
	Mittel	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Schwkg.	Mittel	7a	1p	9p	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Tägl. unp. Schwkg.	Max.	Min.	Schwkg.
Anzahl der Jahre . .	22	20	20	20	17	17	17	17	17	17	17	22	22	22
Januar . .	763.3	766.2	760.0	6.2	24.4	21.1	29.5	23.5	30.5	19.8	10.7	32.5	16.9	15.6
Februar .	63.6	66.0	60.5	5.5	25.0	21.5	30.3	24.1	31.5	19.9	11.6	33.3	17.7	15.6
März . . .	63.1	65.9	59.6	6.3	25.5	22.4	30.5	24 5	31.7	20.6	11.1	33.9	17.7	16.2
April . . .	62.6	65.1	59.7	5.4	26.1	24.1	30.5	24.9	32.0	21.4	10.6	34.2	19.4	14.8
Mai . . .	61.9	64.2	59.1	5.1	26.3	25.0	30.5	24.8	32.1	22.2	9.9	34.4	19.9	14.5
Juni . . .	62.6	65.0	59.8	5.2	27.3	25.8	31.8	25.9	33.2	22.8	10.4	35.4	20.7	14.7
Juli . . .	62.9	64.7	60.6	4.1	27.8	25.9	32.8	26.2	34.4	23.0	11.4	36.6	20.8	15.8
August . .	62.2	64.7	59.4	5.3	27.6	25.6	32.5	26.0	34.1	22.8	11.3	36.7	20.8	15.9
September	61.4	63.8	58.1	5.7	26.9	25.1	31.7	25 5	33.1	22.7	10.4	35.3	20.9	14.4
Oktober .	60.5	63.1	57.4	5.7	26.4	24.3	30.8	25.2	32.0	22.2	9.8	33 9	20.4	13.5
November .	61.2	63.9	58.0	5.9	25.8	23.4	30.3	24.7	31.4	21.7	9.7	33.1	19.1	14.0
Dezember .	62.5	65.2	59.2	6.0	24.8	22.1	29.5	23.8	30.5	20.5	10.0	32.6	17.6	15.0
Jahr . . .	762.3	766.8	756.7	10.1	26.2	23.9	30.9	24.9	32.2	21.6	10.6	37.1	16.4	21.7

	Dampfdruck Mittel	Rel. Feuchtigkeit 7a	1p	9p	Mittel	Bewölkung	Niederschlags- Mittel Tages- Menge	Max.	Tage ≧ 0.0	≧ 1.0	Tage mit Gewitter	Nebel	Starker Wind (6–10)
Anzahl der Jahre . .	17	17	17	17	17	17	23	23	23	17	23	17	17
Januar . .	14.9	77	48	74	66	2.7	29	15	5.2	3.9	0.5	4.0	1.1
Februar . .	14.7	74	45	71	63	2.9	57	28	6.7	3.6	0.8	9.5	2.7
März . . .	15.5	73	48	72	64	3.8	81	28	9.4	6.9	1.3	15.1	1.6
April . . .	17.3	75	53	77	69	4.8	172	47	14.7	11.1	3.0	10.6	1.6
Mai. . . .	19.1	79	59	83	74	5.6	274	66	18.5	15.4	8.8	6.4	1.0
Juni . . .	18.6	75	54	77	68	4.8	100	40	10.2	7.4	6.8	9.7	6.5
Juli. . . .	18.0	72	49	74	65	4.3	71	29	9.5	6.2	8.3	13.1	6.9
August . .	18.8	76	52	78	68	4.5	138	38	13.7	10.7	10.5	9.7	2.7
September	19.6	81	58	82	73	5.0	190	46	16.0	12.6	12.5	5.2	1.2
Oktober . .	19.4	82	60	83	76	4.8	163	45	14.8	11.4	7.3	3.5	0.4
November .	17.8	80	55	79	72	3.6	76	29	9.4	6.6	2.2	2.8	0.5
Dezember .	15.9	78	53	75	68	3.1	43	22	5 7	4.2	0.7	3.3	0.8
Jahr . . .	17.4	77	53	77	69	4.2	1394	77	133.8	100.0	62.7	92.9	27.0

Windhäufigkeit (10 Jahre 1891/1900).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N.	1	1	1	2	1	1	1	2	1	0	1	0	12
NE	3	5	5	4	3	6	8	6	3	3	3	4	53
E.	32	31	28	26	34	39	37	31	34	35	34	33	394
SE	27	23	21	19	25	30	29	24	26	26	27	29	306
S.	2	1	1	1	2	1	2	1	2	3	2	2	20
SW. . . .	3	2	2	2	1	1	1	2	2	4	3	3	26
W	9	8	11	11	8	4	4	8	8	8	9	9	97
NW . . .	14	14	24	24	18	8	12	18	14	13	10	13	182
Kalmen . .	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	0	0	5

[1]) 1865 298, dann wieder 1894 297 mm.

Digitized by Google

Der Februar 1902, sonst ein ziemlich trockener Monat, hatte 231 mm Niederschlag, der Februar 1903 hingegen gar keinen. Die Jahresmaxima fallen zumeist auf Mai und September, die Minima auf Dezember bis Februar.

Port au Prince. Täglicher Gang der mittleren Bewölkung (fünf Jahre).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
6ha	2.4	1.9	2.5	3.9	4.7	3.2	2.4	2.7	3.0	2.9	2.2	2.3	2.84
7	1.9	1.5	2.1	3.4	4.5	3.2	2.0	2.5	2.9	2.5	1.8	2.3	2.55
8	1.7	1.3	1.8	3.2	4.3	3.3	2.1	2.4	2.8	2.3	1 6	2.1	2.41
9	1.5	1.1	1.6	3.0	4.5	3.4,	2.5	2.4	2.8	2.2	1.6	1.9	2.37
10	1.4	1.1	1.7	2.9	4.6	3.6	2.8	2.9	3.0	2.4	1.5	1.8	2.47
11	1.6	1.3	2.0	3.2	5.1	4.2	3.4	3.3	3.5	2.8	1.9	2.1	2.87
Mittag	1.9	1.7	2.3	3.5	5.6	4.7	4.1	3.8	4.2	3.2	2.3	2.5	3.32
1p	2.3	2.1	2.5	3.8	6.2	5.4	4.8	4.4	5.1	3.8	2.8	3.3	3.87
2	2.4	2.3	2.4	3.9	6.5	5.9	5.5	5.0	5.5	4.2	3.1	3.4	4.17
3	2.9	2.3	2.3	3.8	6.8	6.4	6.2	5.8	6.4	4.6	3.2	3.7	4.53
4	2.7	2.1	2.2	4.0	6.8	6.7	6.5	6.3	7.0	4.8	3.8	3.7	4.72
5	2.9	2.1	2.6	4.3	7.2	7.3	6.9	6.9	7.6	5.7	4.5	4.1	5.17
6	3.4	2.7	3.3	5.2	7.7	7.6	7.5	7.5	7.9	6.5	5.5	4.4	5.77
7	3.4	3.3	4.6	6.0	8.3	7.3	7.5	8.0	8.0	6.6	5.1	4.4	6.04
8	3.3	3.8	5.3	6.6	8.3	6.6	7.2	7.6	7.9	6.7	5.3	4.4	6.08
9	3.8	4.1	5.5	6.9	8.1	6.1	6.7	7.2	7.5	6.7	5.2	4.7	6.04
Mittel	2.5	2.2	2.8	4.2	6.2	5.3	4.9	4.9	5.3	4.2	3.2	3.2	4.08

Port au Prince. Sonnenscheindauer in Stunden.

Zeit	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
5— 6	0.0	0.0	0.0	3.9	3.6	6.0	9.0	14.4	0.3	0.0	0.0	0.0	37.2
6— 7	7.5	9.3	7.2	11.1	17.4	20.1	22.5	21.6	13.5	9.3	14.1	4.8	158.4
7— 8	25.2	27.0	21.9	19.2	23.4	22.8	24.6	27.0	21.9	18.3	25.5	21.6	278.4
8— 9	27.0	28.2	25.5	23.1	23.4	24.0	26.4	28.2	25.8	23.4	27.3	26.4	308.7
9—10	27.3	28.8	26.7	26.4	24.0	25.8	27.3	28.5	27.0	24.6	27.9	27.3	321.6
10—11	27.9	28 5	27.0	27.0	23.7	25.5	27.0	27.9	27.3	23.4	28.2	27.0	320.4
11—12	27.6	27.3	26.4	25.8	22.2	25.2	26.1	26.4	26.7	22.8	28.2	26.1	310.8
12— 1	26.1	26.7	26.4	25.2	19.8	23.4	24.9	25.8	23.7	21.6	26.4	25.5	295.5
1— 2	25.5	25.2	25.8	25.8	18.9	22 5	22.2	22.5	21.3	20.7	25.2	23.4	279.0
2— 3	25.2	25.2	25.5	24.9	17.4	18.6	18.9	20.1	18.0	18.0	23.4	22.2	257.4
3— 4	23.7	25.5	26.1	23.4	15.6	16.2	18.6	17.7	14.7	15.0	21.3	21.9	239.7
4— 5	20.1	24.3	12.9	12.9	14.1	13.8	16.8	14.4	10.2	10.8	18.9	19.2	188.4
5— 6	10.2	17.1	3.9	7.2	10.5	9.9	11.4	7.8	2.7	1.2	9.6	9.0	100.5
6— 7	0.0	0.0	0.0	0.9	1.8	1.2	1.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0
Summe	273.3	293.1	255.3	256.8	235.8	255.0	277.2	282.9	233.1	209.1	276.0	254.4	3102.0
Proz.	80	90	68	68	59	65	68	72	64	58	82	75	70.2
Vormittag	142.5	149.1	134.7	136.5	137.7	149.4	162.9	174.0	142.5	121.8	151.2	133.2	1735.5
Nachmittag	130.8	144.0	120.6	120.3	98.1	105.6	114 3	108.9	90.6	87.3	124.8	121.2	1366.5

Übersicht der Jahresmittel und Extreme.

	Temperatur					Absolute Jahres-schwankung	Luft-druck Mittel	Absol. Jahres-schwkg.	Regenmenge			Ge-witter-tage
	Jahr	Kältester Monat	Wärmster Monat	Absolute Extreme					Jahr	Monats-maximum	Monats-minimum	
1864	25.9	24.1	27.7	—	—	—	—	—	1541	223 VIII	1 I	63
65	26.1	24.2	27.8	—	36.3	—	762.5	—	1697	298 IX	13 II	71
66	25.6	23.8	27.8	13.8	36.8	23.0	62.9	—	1712	362 IV	56 XII	95
67	26.1	23.9	27.6	14.0	36.7	22.7	62.7	10.4	1277	323 V	23 III	99
68	26.0	24.3	28.8	13.6	38.0	24.4	63.0	13.9	1435	282 IX	1 I	40
69	26.4	24.2	28.0	15.2	36.8	21.6	62.8	10.6	1680	362 V	6 XII	49
1888	26.0	23.9	28.1	16.7	38.1	21.4	62.1	9.3	1139	180 V	5 I	45
89	26.0	24.4	27.4	16.5	36.4	19.9	61.7	10.1	1465	465 V	4 XII	52
90	25.8	24.2	27.4	15.8	36.3	20.5	62.5	7.3	1228	233 IX	48 I	69
91	25.8	24.0	27.8	16.4	36.9	20.5	62.0	8.3	1501	332 V	5 XII	50
92	25.7	23.6	27.3	16.6	36.5	19.9	62.3	10.2	1076	169 V	22 III	42
93	25.7	24.2	26.7	17.0	36.0	19.0	62.0	10.4	1441	303 V	5 XII	55
94	25.7	23.1	27.8	16.0	38.2	22.2	62.6	11.6	1255	297 IX	2 VII	68
95	26.1	23.9	27.9	16.6	36.6	20.0	62.2	11.1	1325	216 IX	4 I	75
96	26.5	24.1	28.1	16.2	37.1	20.9	62.3	10.0	1227	207 VIII	10 XI	66
97	26.7	23.8	28.5	16.5	37.7	21.2	62.3	8.0	1220	245 IX	0 I	98
98	26.2	24.5	27.4	18.2	36.0	17.8	62.2	7.3	1409	313 V	15 I	44
99	26.3	24.5	28.5	17.2	37.2	20.0	62.2	10.5	1647	371 X	14 II	68
1900	26.8	24.7	28.7	17.7	37.3	19.6	62.2	8.8	1131	231 IX	8 II u. III	69
1901	26.6	24.8	28.3	16.9	37.8	20.9	61.9	12.2	1251	289 V	8 II	47
2	26.2	24.3	28.3	17.5	37.2	19.7	62.1	9.9	1682	490 V	21 I	64
3	26.5	24.5	28.6	17.6	37.9	20.3	62.2	10.1	1203	210 XI	0 II	62
4	26.0	24.4	27.5	17.8	36.9	19.1	62.5	9.2	1545	315 III	11 VI	63

J. Hann.

Digitized by Google

Staubfall in Cattaro. Am 8. d. M., nachmittags, abends und während der Nacht ging über Cattaro ein Aschenregen nieder, welcher augenscheinlich mit dem Vesuvausbruche in Verbindung steht. Der Boden ist dicht mit Asche bedeckt. Asche folgt in dem verschlossenen Kuvert mit.

Eine Erschütterung der Erde und Gebäude wurde hier nicht wahrgenommen.

K. und k. Platzkommando Cattaro, am 9. April 1906.

Inliegend sende ich ein Päckchen eines dunkelgrauen Pulvers, welches gestern nachmittag und heute nacht gefallen ist, und welches, wie ich glaube, von der Eruption des Vesuvs stammen könnte. Die beigeschlossene Pulvermenge, 10 g, wurde von einer viereckigen Steinplatte von 6724 cm^2 um 9 Uhr abends von mir gesammelt; nachdem das Phänomen etwa um 3 Uhr nachmittags begonnen hat, so ist diese Menge während 6 Stunden gefallen. Das Wetter war bewölkt, mit Wolkenzug schwach von Süden; von dem Staube war die Luft merklich getrübt (15 g in 6 Stunden per Quadratmeter).

Cattaro, 9. April 1906. Dr. Leopold v. Nettovich, Gymnasialprofessor.

Vesuvasche in Cattaro. Herr Professor Bogdan Petrović von der nautischen Schule in Cattaro war so liebenswürdig, mir in einem Briefe eine Probe des am 8. April nachmittags gegen 4^h und in der Nacht vom 8. auf den 9. in Cattaro gefallenen Staubes zu senden. Aus dem Begleitschreiben ist zu entnehmen, daß am 8. nachmittags zu Cattaro der Himmel bewölkt war und hochgelegene Wolken langsam aus Süden zogen. Sonst war Windstille und nur einige Tropfen gefärbten Niederschlages gelangten zu Boden. In der Nacht vom 8. auf den 9. herrschte jedoch etwas Wind. Der genannte Beobachter glaubt, daß der niedergegangene Staub die Höhe eines halben Millimeters erreicht haben würde und daß derselbe vom Vesuvausbruch herrührt.

Ich glaube, daß dieser Ansicht entschieden beizupflichten ist, wenn die meteorologische Situation dieser Tage in Berücksichtigung gezogen wird. Aus den täglichen Wetterkarten ersehen wir, wie die 765-Isobare sich langsam successive nach Norden zurückzieht, um einer aus Süden bzw. Südwesten vordringenden schwachen Depression Platz zu machen. Am 7. morgens läuft die 765-Isobare von Algier über Sassari und Messina, während sie am 9. morgens von der Ostküste Spaniens über Genua, Istrien nach Saloniki geht. Am 8. abends wird der Nordrand der Depression über Sizilien sichtbar und am 9. morgens erstreckt sich diese bereits über ganz Sizilien, Süditalien, Süddalmatien und Griechenland. Am 10. morgens ist die Depression südostwärts gegen das Nildelta gezogen, der nördliche Ausläufer ist nur noch über Südgriechenland sichtbar.

Hier sollen noch die an einigen ausgewählten Punkten beobachteten Windrichtungen und Stärken mitgeteilt werden.

	7. 9^p	8. 7^a	8. 9^p	9. 7^a
Lesina	N_1	ESE_1	NE_2	—
Punta d'Ostro	N_1	NNE_1	SW_1	SE_1
Rom	S_1	N_2	S_1	N_3
Neapel	NNE_3	N_3	NNE_3	N_3
Brindisi	N_4	N_4	N_4	W_4
Corfu	—	—	—	SE_1

Wir entnehmen daraus, daß in Lesina und Punta d'Ostro, am Eingange der Bocche di Cattaro, wie auch in Corfu die Luftbewegung eine äußerst schwache war. Bei Cattaro herrschten zur kritischen Zeit südliche Winde, am 8. abends SW und am Morgen des 9. SE. Brindisi zeigt etwas steiferen Wind, vorerst N-Wind wie in Neapel, dann aber W-Wind, mit der Stärke 4 der zehnteiligen Skala.

Da eine Übertragung der Vesuvasche wahrscheinlich erschien, so übermittelte ich die erhaltene Staubprobe dem chemischen Laboratorium des hiesigen städtischen Physikates. Herr Professor Timeus, Vorstand dieses chemischen Laboratoriums, hatte die Freundlichkeit, die Untersuchung sofort vorzunehmen und teilte mir diesbezüglich folgendes mit:

Sowohl die mikroskopische wie auch die chemische Analyse konnte die Identität der übermittelten Staubprobe mit der Vesuvasche feststellen. Die chemische Analyse stimmt mit der vom Professor Zinno in Neapel vorgenommenen überein. Die Asche ist hauptsächlich zusammengesetzt aus Aluminium, Magnesium, Calcium, Silicium, Eisen, Braunstein, Natrium, Chloriden und Sulfaten, weist Spuren von Ammoniak auf und hat absolut keinen Säurecharakter.

Digitized by Google

Das Resultat dieser mikroskopischen und chemischen Untersuchung stimmt vollständig überein mit der Analyse der von Herrn Timeus selbst im Jahre 1904 am Vesuv gesammelten Asche und einer zufällig aus Neapel hier angelangten Aschenprobe des gegenwärtigen Vesuvausbruches. Ed. Mazelle.

Staubfall in Ragusa. In der Nacht vom 8. auf 9. April 1906 ist in der Umgebung von Ragusavecchia (und so viel mir bekannt ist von Ragusa bis Punta d'Ostro) eine erdfahlige Pulverschicht gefallen.

Am 8. April gegen Abend blies ein leichter Westwind und später trat Windstille ein.

Der Himmel war trübe — jedoch nicht bewölkt —, so daß es trotz des Vollmondes ziemlich dunkel war.

Die Temperatur schwankte zwischen 18 bis 13 C und das Barometer neigte (zwischen schön und veränderlich) zum letzteren.

Heute am 9. ist auch Windstille — der Himmel trübe.

Die Schicht war nicht stark — der Boden war jedoch beinahe ganz verdeckt. In der Frühe war ein penetranter unangenehmer Geruch zu spüren.

Eine Probe von dieser gefallenen Masse liegt bei.

Ragusavecchia, 9. April 1906. Georg Bijelić, Bezirksvorsteher i. p.

Mikroskopische Untersuchung der Staubteilchen. Mehrere Herren Beobachter hatten die Güte, Proben solchen „Staubregens" an die k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik einzusenden. Ich habe diese Stäubchen mikroskopisch untersucht.

Die meisten Staubteilchen sind von nahezu gleichmäßiger Größe und Gestalt und es ist die schwarze, respektive dunkelbraune Farbe vorherrschend; ziemlich in gleicher Anzahl sind braune, gelbliche und etwas spärlicher milchigweiße Partikelchen vertreten. Kristallinische Stäubchen sind in der Minderheit, und was das Größenverhältnis anbelangt, so sind die weißen, milchglasähnlichen die größten.

Die dunkelbraunen Stäubchen haben einen Durchmesser von 0.02 bis 0.03 mm, vereinzelt kommen jedoch auch noch etwas größere vor; diese sind rundlich, zeigen ein nierenförmiges, teilweise verschlacktes Aussehen und sind nicht durchscheinend.

Die gelblichen, bernsteinfarbigen und angebräunten Stäubchen haben im Mittel einen Durchmesser von 0.02 bis 0.04 mm und sind der Masse ziemlich gleichmäßig beigemischt. Diese Stäubchen zeigen mehr kristallinische Struktur.

Die milchweißen Stäubchen sind die größten, sind scharfkantig, splitterartig und zeigen im Sonnenlichte irisierende Kanten. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 0.02 und 0.09 mm und dürften auch noch größere vorkommen; in dem mir zur Verfügung gestellten messerspitzgroßen Quantum kommen größere nicht vor.

Außer diesen, die Hauptmasse repräsentierenden drei Farben, kommen jedoch noch einige rote und blaue Stäubchen vor, die kristallinische Stängelchen und Prismen darstellen. Diese Stängelchen zeigen einerseits eine weinrote oder amethystviolettrote Farbe, andererseits eine blaue, intensive Saphirfarbe und sind diese Stäubchen sämtlich nadelförmig und stengelartig. Ein solches Stengelchen zeigte eine Länge von 0.2 mm, während ein Prisma von weinroter Farbe eine Länge von 0.9 mm erreichte.

Außer diesen mineralischen Bestandteilen der Staubmasse, die sich dem freien Auge als eine braune, pulverähnliche Masse darstellt, sind noch vegetabilische Bestandteile beigemengt von teils roter, teils weißer oder grüner Färbung.

Ins Wasser geschüttet, färbt der Staub dasselbe gelbgrün, welche Farbe dem Wasser erhalten bleibt, während die Stäubchen zu Boden sinken.

Die Staubmasse ergibt ein Konglomerat von Aschenteilchen, Basaltsplitterchen, Quarzkörnchen und einigen kristallinischen, dem Kieselgeschlechte angehörigen blauen und roten Mineralbestandteilen; beigemengt sind demselben Teilchen vegetabilischer Provenienz.

Eugen Janežič.

Staubfall zu Triest und Abbazia. Der stürmische Scirocco, der am Morgen des 19. April l. J. in der Adria herrschte (Porer SE 8, Lussin SE 7, Zara SE 8, Lissa SE 7) brachte in Triest gegen 8^h morgens einen schwachen, mit einigen Regentropfen vermischten, kaum wahrnehmbaren Staubfall mit sich. Die gemessene Regenhöhe war minimal, sie er-

Digitized by Google

reichte in der Stunde von 8 bis 9^a nur 0.1 mm. Herrn Timeus, Leiter des Triester chemischen Laboratoriums gelang es, eine ganz geringe Menge dieses aschenfarbigen, äußerst feinen Staubes zu sammeln und mittels mikroskopischer Untersuchung und mikrochemischer Analyse den vulkanischen Ursprung nachzuweisen. Ed. Mazelle.

Ich berichte, daß heute Morgen 7^h 15^m ein ganz kurz dauernder (einige Minuten) Regen fiel, der erdige oder sandige Bestandteile enthielt, so daß die Fensterscheiben mit bräunlichen Flecken bedeckt waren.

Abbazia, 19. April. Dr. J. Tripold.

Die k. k. Seebehörde teilt der k. k. Zentralanstalt mit, daß in Gravosa, Ragusa und Umgebung, auf der Insel Mezzo und in Megline (Bocche di Cattaro) am 8. April von 1^h bis 3^h früh ein reichlicher Aschenfall beobachtet wurde. Dabei herrschte leichter warmer Wind aus ENE und der Himmel war teilweise bewölkt.

Die k. k. Seebehörde teilt ferner mit, daß im Amtsbezirke des Hafenkapitanates Triest folgende Wahrnehmungen gemacht wurden:

Am **15.** April Aschenfall in Sistiana, am **17.** April Aschenfall in Monfalcone, am **18.** April Aschenfall in Pirano, Capodistria und Grado, am **19.** April Aschenfall in S. Sabba, Isola, Portorose, Duino, Aquileja und Cervignano. Am **19.** April wurde von den Wächtern des Leuchtturmes Triest während des von 8 bis 11^h a. m. andauernden Regens gleichfalls leichter Aschenfall konstatiert.

In Aquileja betrug die Dicke der gefallenen Aschenschicht streckenweise 0.5 bis 1 mm. Eine Probe hiervon wurde der k. k. geologischen Reichsanstalt eingesandt.

Vesuvasche in Paris. Im Heft Nr. 16 (vom 17. April 1906, S. 938) der Comptes Rendus berichtet Stan. Meunier, daß Paris am Morgen des 11. April 1906 von einem dichten gelben Nebel bedeckt war. Der Nebel war so dicht, daß die Schiffahrt auf der Seine eingestellt werden mußte.

Herr Meunier ließ auf dem Dache seines Hauses mit Glycerin bestrichene Platten exponieren, auf denen sich ein reichlicher Staubniederschlag bildete.

Die chemische Untersuchung desselben ergab volle Identität mit Vesuvaschenproben aus dem Jahre 1822, so daß man es hier wohl auch mit Vesuvasche zu tun hat.

Hagelfall am 3. Juli 1905 in den Ostalpen. Am 2. und 3. Juli v. J. herrschten im südöstlichen Alpengebiete geradezu tropische Temperaturen. In Klagenfurt betrug das Tagesmittel der Temperatur am 2. 28.2°, am 3. Juli 28.5°, in Görz 27.9° bzw. 29.7°. Am Sonnblick stellte sich am 2. Juli die höchste Temperatur (13.3°) ein, die seit dem Bestande dieser Gipfelstation (1886) daselbst verzeichnet worden ist. In der Klagenfurter Beobachtungsreihe muß man bis auf das Jahr 1861 zurückgehen, um eine höhere Maximaltemperatur zu finden, als die 2^p des 3. abgelesene (35.6°).

Der Luftdruck war am 2. Juli ziemlich gleichmäßig verteilt und 2 bis 3 mm über dem normalen. Vom 2. zum 3. Juli war jedoch das Barometer über Westeuropa auf 769 mm angestiegen: bis 7^a des 3. hatte sich ein Druckkeil (765 mm) längs der Nordseite der Alpen bis Galizien vorgeschoben und im Verlaufe des Nachmittages breitete sich der hohe Druck über unser Gebiet südostwärts gegen Kroatien und Südungarn aus. Dazu kam noch, daß am 3. Juli die vertikale Temperaturabnahme verhältnismäßig groß war. Sie betrug 2^p im Gebiete der Hohen Tauern 0.87°, in den Karawanken 0.78° pro 100 m Erhebung [1]). Es waren also drei die Gewitter- und Hagelbildung begünstigende Umstände, die an diesem Tage zusammenwirkten: die außerordentlich hohe Temperatur, das (gegen SE gerichtete) Druckgefälle und eine bedeutende vertikale Temperaturabnahme.

Nach einem glühend heißen Vormittage (in Graz um Mittag 35°) entstanden in der nördlichen Hälfte von Mittelsteiermark zwischen 12 und 1^p mehrere hagelbringende Gewitter. Sie bewegten sich alle, dem herrschenden Wolkenzuge entsprechend von N nach S (am Sonnblick wehte den ganzen Tag über NNE$^{1-3}$). Das Hauptgewitter entstand in der Gegend von Gleisdorf. Die Hagelentleerung begann in demselben nach 1^p bei St. Marein am Pickelbach (im Südosten von Graz). Es entwickelte sich alsbald eine ungewöhnlich breite Hagel-

[1]) Aus dem Vergleiche der Temperaturen Klagenfurt-Salzburg mit Sonnblick, bzw. Klagenfurt-Laibach mit Hochobir abgeleitet.

Digitized by Google

bahn, der Abstand ihrer beiderseitigen Ränder betrug durchschnittlich 25 km. Ihre Mittellinie zog über Kirchbach, Wolfsberg (im Schwarzautale), Spielfeld, Marburg, Pragerhof, Maxau, Rohitsch-Sauerbrunn, Wind.-Landsberg, Drachenburg und Gurkfeld zum Uskokengebirge. Das letzte Stück der Bahn hatte nicht mehr die Richtung N bis S, sondern NNE bis SSW. Das Uskokengebirge wurde gegen 4^p erreicht. Bis hierher hatte die verhagelte Strecke eine Länge von 135 km; ob sich der Hagelfall jenseits des genannten Gebirges weiter gegen die Kulpa fortsetzte, läßt sich mittels des lückenhaften Beobachtungsmateriales der an der kroatischen Grenze liegenden Stationen aus Unterkrain schwer entscheiden. Weinitz a. d. Kulpa, genau in der Fortsetzung der besprochenen Hagelbahn liegend, meldet 5.05^p Hagelfall aus N. Wenn das Hagelwetter die bis zu den Uskoken eingehaltene Geschwindigkeit — 48 km pro Stunde — beibehalten hätte, müßte Weinitz tatsächlich um ungefähr 5^p erreicht worden sein. Es ist also wahrscheinlich, daß der Hagelfall sich mindestens bis zum äußersten Süden Krains ausgedehnt hat.

Bezeichnend für dieses Hagelwetter war nebst seiner ungewöhnlichen Breitenerstreckung und seltenen Zugrichtung auch der Umstand, daß die Eisgebilde im allgemeinen auffällig schütter ausgestreut worden sind, so daß die Ernteschädigung trotz der ungewöhnlichen Größe der Schloßen im allgemeinen 50 Proz. des Ertrages nicht überschritt. In Wildon und Leibnitz war der Hagel bis hühnerei-, in Ehrenhausen bis apfelgroß. In Ratsch bei Spielfeld sah man zwischen kleineren Stücken auch solche von Faustgröße. In Ober-St. Kunigund waren die größten Schloßen wie Gänseeier; in Georgen a. d. Pößnitz war ihr Durchmesser 7 bis 9 cm, in Heiligkreuz glichen sie mittelgroßen Kartoffeln. Das erste Maximum der Stärke wurde an der Drau westlich von Marburg erreicht; hier, in Gams, fand man Eisgebilde von 10 cm Durchmesser und 50 dkg Gewicht.

Oberlehrer A. Hofbauer teilte mir über mein Befragen mit, daß sich unter diesen großen Hagelsteinen keinerlei durch Zusammengefrieren kleinerer Körner entstandene Gebilde befanden, sondern daß sie ausschließlich nur solide Schloßen waren, mit opakem Kerne und konzentrischen Schalen. Ein Teil derselben war plattgedrückt, andere hatten das Aussehen von Pfirsichen, an der Oberfläche waren sie etwas zackig. — Das vom Marburger Bezirksausschusse organisierte Wetterschießen, ungefähr 100 unregelmäßig angeordnete Stationen umfassend, erwies sich diesem Unwetter gegenüber als völlig wirkungslos.

Weiter gegen S in Schleinitz, Frauheim, Pragerhof, hatte sich die Heftigkeit des Hagelfalles bedeutend vermindert. Hier fielen auch im zentralen Teile der Bahn nur nußgroße Körner. Der Schießrayon von Windisch-Feistritz kam in das westliche Randgebiet der Hagelbahn zu liegen; der Hagel dehnte sich zwar über das ganze Schießfeld aus, stiftete jedoch keinen nennenswerten, oder doch nur einen geringen Schaden.

Bei der Annäherung an die Drau verstärkte sich das Hagelwetter wieder wesentlich, in Maxau und Studnitz waren die Eiskörner bereits wieder wie Hühnereier, in Stoperzen in der Größe einer Mannesfaust (Meldung des Schulleiters A. Hrey). Hier, auf der Nordseite des Wotsch- und Donatiberges, trat überhaupt das zweite Stärkemaximum auf. Einem Zeitungsberichte zufolge sollen in Petschke (östlich von Pöltschach) Eisklumpen von hierzulande nie gesehener Größe, allerdings schütter, gefallen sein, manche hatten die Größe und Form von Literflaschen und wogen $^1/_2$ bis 1 kg. Über mein Ersuchen begab sich Oberlehrer J. Svetlin dahin und erfuhr, daß die Hagelsteine hier tatsächlich ungewöhnliche Dimensionen erreichten, einige derselben waren wie große Birnen, andere wie kleine Kürbisse. Ein von einem solchen Klumpen getroffenes Schwein blieb an Ort und Stelle tot liegen. Bemerkenswert war auch die Temperaturdepression, die hier den Hagelfall begleitete. In Pöltschach zeigte das Thermometer nach dem Hagel, wie mir Oberlehrer Svetlin auf das bestimmteste versicherte, nur $5^1/_2{}^0$, nachdem vor Ausbruch des Gewitters ($2^3/_4{}^p$) die Hitze ungefähr 34^0 betragen hatte.

Südlich des Wotsch und Donati wurden faustgroße Schloßen nur mehr aus St. Georgen gemeldet. In Rohitsch-Sauerbrunn hatten die Eiskörper noch 6 cm im Durchmesser. Von Wind.-Landsberg ab waren dieselben durchschnittlich nur mehr haselnußgroß und boten weiter nichts Bemerkenswertes. Hier war es hauptsächlich der Orkan aus NNE, der bedeutenden Schaden stiftete. In Peilenstein wurde das 3 m hohe Kreuz des Turmes 150 Schritte weit fortgetragen, mehrere Gebäude zerstört, Dächer samt den Ziegeln abgehoben, viele Getreidehaufen umgeworfen, einige lagen 100 Schritte von ihrem früheren Standorte entfernt.

Digitized by Google

Zu beiden Seiten dieser breiten Hagelbahn zogen kleinere Hagelwetter gegen S, so daß in Mittelsteiermark das gesamte Gebiet zwischen St. Oswald (bei Graz), Fürstenfeld, Radkersburg und Fresen a. d. Drau eine zusammenhängende Hagelzone darstellte. Von auffälligen Schloßenformen aus diesem Gebiete seien tropfsteinartige und münzenähnliche Gebilde, ferner stachelige Kugeln und gezackte Sterne von bedeutender Größe erwähnt.

Mit großer Heftigkeit fiel aus einem anderen Gewitter Hagel auf der Strecke Bad Neuhaus—St. Paul b. Pragwald (Sanntal)—Trifail—St. Georgen am Kumberge. Die Richtung dieses Striches war NNE bis SSW. In St. Katharina waren die Schloßen rübenförmig, in Trifail zum Teil faustgroß und $^1/_2$ kg schwer. Nachdem die Save überschritten war, wurde St. Georgen am Kumberg (Unterkrain) erreicht. Den Mitteilungen des Pfarrers H. Avsec zufolge waren die großen Hagelsteine an dieser Station nicht Konglomerate aus kleineren Körnern, sondern sehr schön abgerundete Schloßen in der Größe von mittleren Äpfeln, ein gewöhnliches Trinkglas hatte für sie nicht genug Fassungsraum; zumeist gaben 7 bis 8 Stück 1 Liter Wasser, kleinere Stücke kamen kaum zur Beobachtung. Jede einzelne dieser Schloßen zertrümmerte, wenn sie auf ein Ziegeldach niederfiel, 2 bis 3 Ziegel. Der Stiel eines Heurechens wurde durchschlagen usf. Bei der weiteren Ausbreitung in Unterkrain scheint die Stärke des Hagels rasch abgenommen zu haben.

Ein sehr schwerer Hagel verheerte den äußersten SW von Krain. Dieser Strich nahm um $5^1/_2{}^{\text{p}}$ bei Rakek seinen Anfang und zog in der Richtung gegen SSW über St. Peter am Karst und Prem-Dornegg gegen Abbazia. In vielen Gemeinden wurde die Ernte vollständig vernichtet.

Kärnten war an diesem Tage nicht minder heiß als Steiermark und Krain, und zeigte die oben erwähnte bedeutende Temperaturabnahme mit der Höhe. Es blieb aber trotzdem fast hagelfrei. Hier dürfte das Druckgefälle geringer gewesen sein. Die Wirksamkeit des gegen SE gerichteten Gradienten kam in der übereinstimmenden Richtung aller Hagelbahnen dieses Tages deutlich zum Ausdruck.

Graz, am 11. April 1906. Karl Prohaska.

Die vertikale Verteilung der meteorologischen Elemente über dem Atlantischen Ozean von A. L. Rotch und L. Teisserenc de Bort (übersetzt aus Nature, 8. März 1906). In einem früheren Artikel (Nature 1906, S. 54) beschrieben wir unsere Expedition in die Tropen und gaben die Resultate der Beobachtungen mit Ballons und von Gipfelstationen, soweit sie sich auf die Bewegung der höheren Luftschichten bezogen. In diesem Artikel sollen die Drachenbeobachtungen besprochen werden, die ziemlich kontinuierliche Registrierungen von Temperatur, Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeit vom Meeresniveau an bis zu einer Höhe von 2300 m ergaben; ferner direkte Beobachtungen, die Herr Clayton in den Tropen, auf den Bergen von Teneriffa und Togo beim Auf- und Abstieg erhielt. Während einer Seereise auf dem Dampfer Romanic von Boston nach Gibraltar veranstaltete Herr Clayton sechs Drachenaufstiege, und an Bord der Jacht Otaria wurden mit Unterstützung von Herrn Maurice zwischen den nördlichen Breiten von 37 und 10°, den westlichen Längen von 16 und 31° 17 Drachenaufstiege ausgeführt. Zwei weitere wurden im Hafen von Santa Cruz gemacht, um die Seewinde zu studieren und schließlich einer unter 43° 43′ nördlicher Breite und 8° 43′ westlicher Länge, der den Einfluß der totalen Sonnenfinsternis auf die freie Atmosphäre zum Gegenstand des Studiums hatte. Die hieraus gewonnenen Beobachtungen von 1000 m über dem Meere sind mit jenen vom Meeresniveau in den beiden folgenden Tabellen zusammengestellt. Die erste derselben gibt die Beobachtungen, die in einer vorwiegend ost-westlichen Richtung zwischen 69° und 16° westlicher Länge und 42° und 33° nördlicher Breite gemacht wurden. Im Westen der Azoren, an der westlichen Abdachung des Hochdruckgebietes daselbst, wurde eine geringe Temperaturabnahme mit der Höhe gefunden; in zwei Fällen unter vieren nahm dort die Temperatur knapp über dem Meere nach oben zu, so daß die mittlere Temperaturabnahme der untersten 1000 m nur 0,41° C pro 100 m betrug. An der östlichen und südlichen Grenze dieses Hochdruckgebietes näherte sich die Temperaturabnahme mehr der adiabatischen; sie betrug dort im Mittel 0.73° pro Hektometer. Die relative Feuchtigkeit nahm im Westen des Hochdruckzentrums nach oben hin ab, im Osten aber zu; hier drehte sich der Wind nach oben zu rückwärts (gegen den Uhrzeiger) und nahm an Stärke ab, im Westen hingegen drehte er sich vorwärts (mit dem Uhrzeiger), die Geschwindigkeit nach oben nahm zu.

Digitized by Google

In der zweiten Tabelle sind die Beobachtungen in einer wesentlich nord-südlichen Richtung zwischen 35° und 10° nördlicher Breite enthalten. Wie man sieht, ist die Temperaturabnahme an der Nord- und Südgrenze der Nordostpassate besonders groß (0.78° im Mittel pro Hektometer), sehr klein aber im Gebiete der Passate selbst (0.07° im Mittel); letzteres ist durch die Schichten mit Temperaturumkehr hervorgerufen. Die relative Feuchtigkeit ändert sich dort umgekehrt wie die Temperatur, sie ist etwas höher in 1000 m als am Meere gerade außerhalb der Passate, viel geringer im Gebiete der Passate, die Richtung der Winde weicht auch in der Höhe von der nord-östlichen nicht viel ab, hingegen nimmt die Stärke des Passats mit der Höhe bedeutend ab. Aus seinen Beobachtungen in den Tropen konstatiert Herr Clayton das Vorhandensein von drei Luftschichten zwischen dem Meeresniveau und 4000 m, die durch Verschiedenheiten von Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung und Wind charakterisiert sind. Die Schicht des Passats ist ungefähr 1000 m hoch, die Windrichtung schwankt zwischen Nord und Ost, die Luft ist feucht und führt gewöhnlich Kumulus- oder Stratokumuluswolken in der oberen Hälfte mit sich. Darüber liegt eine Schicht von etwa 2000 m Dicke, deren Bewegungsrichtung zwischen Nordost und Nordwest variiert; doch liegt sie stets, wenn man sich mit dem Gesichte dem Winde entgegenstellt, links vom unteren Passat. Diese Luftströmung ist sehr trocken und von potentiell hoher Temperatur, ihre Geschwindigkeit ist meist viel größer als die der Unterwinde. An der Grenzfläche der beiden Schichten herrscht Windstille oder schwacher Wind mit deutlich ausgesprochener Temperaturumkehr. Der Temperaturanstieg daselbst ist mit einer starken Abnahme der relativen Feuchtigkeit — mitunter bis fast zu Null Prozent — verbunden. Die dritte Schicht, über 3000 m, hat eine Bewegungsrichtung aus Ost bis Süd oder Südwest; nahe am Äquator ist dieselbe meist östlich, zwischen 15° und 30° nördlicher Breite südlich. Nach Beoachtungen auf dem Pic von Teneriffa war diese Schicht im unteren Teile trocken, aber doch etwas feuchter, als die Luft gerade darunter. In ihr wurden Alto-Kumulus- und Alto-Stratuswolken in 4000 oder 5000 m Höhe gesehen; zuweilen fielen aus ihnen schwache Sprühregen. Beim Übergang in die obere Luftströmung wurde ein Temperaturanstieg gefunden, der aber geringer war, als jener über der unteren Passatschicht. Herr Clayton zog aus seinen Beobachtungen noch folgende Schlüsse: 1. Die Basisflächen der Kumuluswolken liegen nicht hoch über dem Meere, selten höher als 500 m; 2. die Höhenlage der Temperaturumkehr schwankt von Tag zu Tag und zwar innerhalb der Grenzen von 300 und 1500 m; sie liegt im Mittel ungefähr bei 1000 m, auch scheint sie eine tägliche Periode zu besitzen, derart, daß die Temperaturumkehr bei Nacht oder am Morgen am tiefsten, am Nachmittag am höchsten liegt; 3. die adiabatische Temperaturabnahme herrscht über dem Ozean sowohl bei Nacht, wie bei Tage.

Die vertikale Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit, wie sie durch unsere Beobachtungen sich bis zu einer Höhe von 4000 m herausstellte, stimmt im allgemeinen mit der von Prof. Hergesell gelegentlich seiner Fahrten auf der Jacht des Prinzen von Monaco im Jahre 1904 und 1905 gefundenen überein. (Compt. rend., Jan. 1905 und Bull. d. Musée Océanogr. de Monaco, November 1905.) Aus den Ergebnissen des zweiten Jahres ist es interessant hervorzuheben, daß ein von Prof. Hergesell am 7. August weit westlich von den Kanarischen Inseln aufgelassener Ballon dieselbe Flugrichtung zeigte, die wir in der Nachbarschaft dieser Inseln fanden, als er in die südöstliche und südwestwestliche Luftströmung über dem Passatwinde eintrat. Es ist bezeichnend, daß dieser Ballon eine größere Höhe erreichte, als die anderen, die mit nördlichen Winden trieben. Wir bemerken, daß Prof. Hergesell die Möglichkeit eines oberen Antipassats in geringeren Breiten als bei den Kanaren nicht länger leugnet, sondern jetzt konstatiert, daß er im zentralen Teile des Atlantischen Ozeans fast ausschließlich Nordwestwinde fand, woraus er schließt, daß die Verteilung der Luftströmungen, die die Luft vom Äquator gegen Norden bringen, weniger einfach ist, als man glaubte, und von der Verteilung von Wasser und Land abhängig zu sein scheint. Das Studium der täglichen Isobaren auf dem Ozean, das im Jahre 1864 zuerst unter Le Verrier eingeführt wurde, ergab, daß der Druck nicht gleichmäßig zonal verteilt ist, sondern, daß der Verlauf der Isobaren von dem Einfluß von Land und Meer auf die Temperaturverteilung abhängt; diese Einflüsse sind in Teisserenc de Borts Arbeiten über die Isanomalen vor mehr als 20 Jahren behandelt worden. Es scheint, daß in gewissen Gebieten der Antipassat regelmäßiger ist als in

Digitized by Google

anderen, z. B. zwischen den Kanarischen und Kapverdischen Inseln. Doch widerspricht dies ganz der Ansicht, die Prof. Hergesell noch für die richtige hält, daß die südöstlichen und südwestlichen Winde, die in größeren Höhen in der Nähe dieser Inseln beobachtet und bisher als Beweise der Existenz des Antipassats angenommen wurden, durch lokale Einflüsse bedingt seien.

Tabelle I.

Datum	Länge W	Temperatur in ° C			Rel. Feuchtigkeit			Windrichtung		Windgeschwindigkeit in m per Sek.		
		0	1000 m	Diff.	0	1000 m	Diff.	0	1000 m	0	1000 m	Diff.
1905	°											
3. Juni . . .	69	11.0	7.5	— 3.5	86	87	+ 1	—	—	—	—	—
6. Juni . . .	47	15.8	13.4	— 2.4	96	52	— 44	S 14 W	S 32 W	8.5	12.0	+ 3.5
7. Juni . . .	39	19.8	13.4	— 6.4	90	73	— 17	S 9 W	S 20 W	5.5	5.7	+ 0.2
Mittel . .	—	—	—	— 4.1	—	—	— 20	—	—	—	—	+ 1.8
10. Juni . . .	19	17.5	9.8	— 7.7	68	60	— 8	—	—	—	—	—
3. Juli . . .	16	23.0	13.3	— 9.7	71	100	+ 29	N 28 E	N 8 W	7.0	6.5	— 0.5
4. Juli . . .	16	20.8	16.3	— 4.5	—	—	—	—	—	—	—	—
Mittel . .	—	—	—	— 7.3	—	—	+ 11	—	—	—	—	— 0.5

Tabelle II.

Datum	Breite N	Temperatur in ° C			Rel. Feuchtigkeit			Windrichtung		Windgeschwindigkeit in m per Sek.		
		0	1000 m	Diff.	0	1000 m	Diff.	0	1000 m	0	1000 m	Diff.
1905	°											
19. Aug. p m .	35	23.8	15.9	— 7.9	80	90	+ 10	N 56 E	N 56 E	8.0	13.5	+ 5.5
19. Aug. a m .	35	23.6	14.7	— 8.9	79	96	+ 17	N 64 E	N 64 E	7.0	10.0	+ 3.0
18. Aug. p m .	34	23.7	16.5	— 7.2	84	92	+ 8	N 33 E	N 26 E	6.0	5.5	— 0.5
18. Aug. a m .	34	23.2	15.8	— 7.4	83	90	+ 7	N 38 E	N 50 E	8.0	10.7	+ 2.7
Mittel . .	—	—	—	— 7.8	—	—	+ 10.0	—	—	—	—	+ 2.7
14. Aug. . .	31	21.7	23.7	+ 2.0	85	18	— 67	N 6 E	N 27 W	13.0	5.0	— 8.0
9. Aug.* . .	28	23.2	23.9	+ 0.7	72	41	— 31	S E	Kalme	1.0	0.0	— 1.0
10. Aug.* . .	28	23.6	21.1	— 2.5	82	85	+ 3	N E	Kalme	3.0	0.0	— 3.0
12. Juli . . .	27	20.3	28.9	+ 8.6	84	9	— 75	—	—	—	—	—
4. Aug. . .	24	23.0	19.0	— 4.0	76	52	— 24	N 28 E	N 60 E	8.0	9.0	+ 1.0
15. Juli . . .	19	22.7	22.6	— 0.1	89	52	— 37	—	—	—	—	—
20. Juli . . .	16	24.3	21.2	— 3.1	83	48	— 35	?	N 57 E	6.0	10.5	+ 4.5
27. Juli† . .	15	25.7	28.2	+ 2 5	68	13	— 55	E	N E	8.0	9.5	+ 1.5
28. Juli† . .	15	25.2	20.5	— 4.7	60	66	+ 6	N	S	7.0	1.5	— 5.5
Mittel . .	—	—	—	— 0.07	—	—	— 35	—	—	—	—	— 1.5
24. Juli . . .	11	26.0	18.7	— 7.3	83	93	+ 10	—	—	—	—	—
22. Juli . . .	10	24.0	18.0	— 6.0	96	100	+ 4	—	—	—	—	—

* Pik von Teneriffa. † Pik von Togo.

Messungen der Elektrizitätszerstreuung in Innsbruck. Anläßlich von Untersuchungen über die physiologischen Wirkungen des Föhns wurden in Innsbruck vom Januar bis einschl. Juni 1905 auch Messungen der elektrischen Zerstreuung der Luft und von März bis Juni 1905 gleichzeitig Messungen des Ozongehaltes der Atmosphäre vorgenommen. Zu den Messungen der elektrischen Zerstreuung wurde der übliche Zerstreuungsapparat nach Elster und Geitel von Günther und Tegetmayer verwendet, und zwar wurde je eine vollständige Beobachtung zu Mittag zwischen 12 bis 1^h nachmittags ausgeführt. Die Dauer der Beobachtung betrug 30 Minuten. Der Schutzzylinder wurde immer verwendet. Beobachtungsort war der Hof des neuen Institutes für kosmische Physik. Sowohl die Isolation des Apparates als die Erdleitung war während der ganzen Beobachtungszeit eine sehr gute. Der Ozongehalt der Luft wurde mittels der sogenannten Ozonpapiere (mit Jodkleister präparierte Filterpapiere) bestimmt und zwar nach der gewöhnlichen Farbenskala von 1 bis 14.

In den folgenden Tabellen bedeuten a_-, a_+ und $q = \frac{a_-}{a_+}$ die bekannten Größen, n die Anzahl der Beobachtungen und o die bei der Messung des Ozongehaltes der Luft erhaltene Zahl der Farbenskala. In der Tabelle I ist eine Zusammenstellung der aus den Monatstabellen erhaltenen Mittelwerte gegeben. Zur Bildung dieser Mittelwerte wurden alle Beobachtungen benutzt, ohne Rücksicht auf den gleichzeitig herrschenden Witterungscharakter.

Tabelle I.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
n	20	28	29	30	30	28
a_-	1.30	1.61	1.72	1.71	1.57	1.57
a_+	1.15	1.43	1.54	1.46	1.32	1.23
q	1.31	1.18	1.23	1.29	1.34	1.35
o	—	—	8.3	8.6	8.1	8.3

Digitized by Google

Der Gang der elektrischen Zerstreuung im ersten Halbjahre 1905 zeigt somit ein Minimum im Januar, ein Maximum im März, auf welchen sodann sowohl bei a_- als bei a_+ eine Depression in den Sommermonaten eintritt. Vergleichen wir den gefundenen Verlauf der Zerstreuung mit dem von Czermak (Denkschr. der Kaiserl. Akademie Wien **74**, 75) ebenfalls in Innsbruck in dem Jahre 1902 erhaltenen, so finden wir keinen analogen Verlauf; vor allem stimmt er nicht mit der Mittagskurve. Die Nachmittagskurve zeigt allerdings eine kleine Depression im Mai. Auch mit der jährlichen Zerstreuungskurve, welche in Kremsmünster in den Jahren 1902 und 1903 gefunden wurde, zeigt die Kurve keinen parallelen Verlauf; nur die Jahreskurve, die B. Zölss (Sitzungsber. der Kaiserl. Akademie in Wien **114**, 194) in Kremsmünster im Jahre 1904 fand, zeigt einen ähnlichen Verlauf. In den heißesten Monaten, in denen sonst die höchsten Zerstreuungswerte zu finden waren, trat damals eine tiefe Depression ein, so daß das Maximum zu einem Maximum im März und einem zweiten Maximum im Spätsommer zerfiel. Für das Halbjahr 1905 finden wir nun auch in Innsbruck einen ähnlichen Verlauf, im März ein Maximum; die Zerstreuung nimmt hierauf wieder ab, erreicht ein Minimum, und es ist wohl zu vermuten, daß im September wieder ein Maximum auftritt, nach welchem dann die tiefe Winterdepression mit ihren kleinsten Werten im Januar einsetzt. Der jährliche Gang der Zerstreuung scheint also in Innsbruck wie in Kremsmünster eine doppelte Periode zu besitzen. Sicher sind die Jahre 1904 und 1905 in bezug auf den regelmäßigen Verlauf der Zerstreuung, wie sie die Jahre 1902 und 1903 zeigen, als vollständig abnormale zu bezeichnen.

Die Werte von q zeigen ein Minimum im Februar, nach welchem sie sich langsam dem Werte im Juni nähern. Der Ozongehalt der Luft scheint im Mittel in allen Monaten, in denen gemessen wurde, einen ziemlich konstanten Wert zu behalten. Natürlich darf diesem Resultate kein zu großes Gewicht beigelegt werden, da ja zu wenig Messungen vorliegen.

In Tabelle II sind die Föhntage zusammengestellt und zwar sind auch jene Tage miteingerechnet worden, die im Wetterbuche als „föhnig" bezeichnet wurden. Wir finden in solchen Tagen die größten Zerstreuungswerte, sowohl für a_+ als a_-.

Tabelle II.

	Föhntage						Föhnige Tage					
	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
n	9	5	9	7	6	7	4	2	4	2	2	2
$a-$	3.99	4.29	2.81	3.69	2.87	3.45	2.28	2.26	2.17	1.52	1.55	1.98
$a+$	3.57	3.84	2.68	3.18	2.61	2.86	1.74	2.10	2.03	1.28	1.43	1.39
q	1.09	1.08	1.05	1.13	1.11	1.44	1.29	1.06	1.06	1.13	1.07	1.61
o	—	—	11.4	9.2	9.8	8.3	—	—	—	—	—	—

Der Wert der elektrischen Zerstreuung ist zwar an Tagen mit starkem Föhn bedeutend größer als der Wert für föhnige Tage, immerhin übersteigt jedoch der Wert für die letzteren Tage das Monatsmittel und zwar scheint aus den Beobachtungen ersichtlich zu sein, daß die Zerstreuung um so größere Werte annimmt, je stärker die Luftströmung von S oder SW ist. Zum Vergleiche seien noch in folgender Tabelle die föhnlosen Tage zusammengestellt; sie repräsentieren zum größten Teil normale Verhältnisse sowohl für a_- als a_+ und q.

Föhnlose Tage.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
n	14	23	20	23	24	21
$a-$	0.82	1.03	1.24	1.1	1.25	1.10
$a+$	0.64	0.91	1.02	0.93	0.99	0.80
q	1.38	1.21	1.36	1.34	1.42	1.40
o	—	—	5.2	8.1	6.4	8.3

Der Ozongehalt der Luft verhält sich geradeso wie die elektrische Zerstreuung; bei starkem Föhn, hohe Werte, werden bei föhnlosen Tagen die Werte bedeutend herabsinken. In der folgenden Tabelle sind zum Vergleiche mit Föhn- und ungestörten Tagen noch die Tage mit starker Cumulusbildung und Gewitter zusammengestellt worden.

Tage mit Cumulusbildung.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
n	—	—	—	6	10	7
$a-$	—	—	—	1.62	1.55	2.28
$a+$	—	—	—	1.34	1.29	1.75
q	—	—	—	1.31	1.41	1.49
o	—	—	—	11.3	7.8	9.0

Digitized by Google

Die Zerstreuungswerte, welche im Jahre 1905 bei Tagen mit Cumulusbildung und Gewittern gefunden wurden, sind bedeutend kleiner als jene Werte, welche bei starken Föhntagen gefunden wurden. Czermak fand im Jahre 1902/03 bei Tagen mit starker Cumulusbildung und Gewittern die größten Werte; vormittags war der Wert nur wenig höher, das Wachsen bei der Nachmittagsbeobachtung war jedoch viel bedeutender. Ob die Ursache für das Zurückbleiben der Werte im Jahre 1905 darin zu suchen ist, daß Czermak immer ohne Schutzzylinder gemessen hat, während heuer die Messungen immer mit Schutzzylinder angestellt wurden, mag dahingestellt bleiben. Tatsache ist nur, daß der Schutzzylinder alle Werte nicht in einem bestimmten Verhältnisse proportional ihrer Größe verkleinert, sondern sie namentlich nach den Witterungsverhältnissen modifiziert. Bei Föhn wurden z. B., wie vorauszusehen war, viel größere Werte ohne Schutzzylinder als mit Schutzzylinder erhalten, wobei zu bemerken ist, daß dabei die Windgeschwindigkeit eine große Rolle spielt.

Dagegen zeigt q bei Cumulusbildung und Gewittern größere Werte als bei Föhntagen. Während bei Föhn q den Wert 1.15 im Mittel hat, zeigen die Beobachtungen bei Cumulusbildung einen Wert $q = 1.41$. Diese Erscheinung ist jedoch leicht, wie schon Czermak zeigte, durch konvektive Luftströmungen zu erklären.

Die kleinsten Werte, sowohl der elektrischen Zerstreuung, wie des Ozongehaltes der Luft, fanden sich bei ausgesprochenem Stratus, wie man aus der folgenden Tabelle ersieht.

Tage mit Stratus.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni
n	7	9	7	6	9	4
$a-$	0.95	1.08	1.05	0.83	1.11	1.46
$a+$	0.69	0.79	0.79	0.57	0.82	0.80
q	1.53	1.45	1.58	1.76	1.47	2.10
o	—	—	4.3	6.0	4.5	6.8

Dagegen zeigt q bei weitem größere Werte als bei Föhn oder föhnlosen Tagen, was in gleicher Weise wie die großen Werte von q bei Cumulusbildung zu erklären ist. Die extremsten Minima der elektrischen Zerstreuung fanden sich im Winter bei Bodennebel und im Frühling und Sommer bei Stratus oder Niederschlägen.

Innsbruck. A. Defant.

Die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen. Im Aprilheft dieser Zeitschrift, S. 176 und 177 macht Herr J. Vincent Bedenken geltend gegen meine Behauptung, daß die Cirrusstreifen sehr oft eine doppelte Bewegung zeigen, nämlich eine allgemeine Drift des Streifens und eine davon abweichende der Filamente, aus denen derselbe besteht. Er meint auch, ich sei zu dem von mir gezogenen Schlusse gekommen durch Vergleichung verschiedener Lagen der Streifen zu verschiedenen Zwischenzeiten. Ferner sagt er: „Wenn beide Bewegungen beständen, so hätten sie eine Resultante, welche nichts anderes sein würde, als die einfache Bewegung, die jedermann bisher bemerkt hat. Wie könnte man aber diese Komponenten entdecken, sie voneinander scheiden?“ Ich muß diese sämtlichen Behauptungen des Herrn Vincent als unrichtig bezeichnen. Was zunächst seine letztgenannte Ausführung anbelangt, man könne die Komponenten der Bewegung nicht voneinander unterscheiden, so liegt das Irrige derselben so klar zutage, daß Herr Vincent sie wohl selbst bei näherer Prüfung nicht aufrecht erhalten wird. Er braucht sich nur den wirklich vorkommenden Fall zu versinnlichen, daß ein von W nach E, also senkrecht zum Meridian gerichteter Cirrusstreifen vom nördlichen Horizont mit sich parallel gegen das Zenit heraufsteigt, während die Filamente (die Streifchen und Flöckchen), aus denen der große Streifen besteht, von W nach E sich bewegen. Kann man in diesem Falle die Komponenten der Bewegung etwa nicht voneinander unterscheiden? Sicherlich kann man dies, vorausgesetzt, daß die Bewegungen genügend groß und der Beobachter genügend aufmerksam ist bzw. genügend lange und ununterbrochen beobachtet! Die Bewegungen der Streifen sind gewöhnlich recht langsam und die meisten Beobachter begnügen sich, diejenige Bewegung zu notieren, die ihnen zuerst deutlich wird. Ich habe es vor Jahren nicht anders gemacht und bediente mich dabei des Wolkenspiegels, welches außerdem eine nicht ermüdende, bequemere Beobachtungsweise ist. Nachdem ich die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen aber einmal erkannt hatte, verließ ich aus guten Gründen die alte, bequeme Beobachtungsweise mit dem Wolkenspiegel und ging zur direkten und anhaltenden Beobachtung des

Digitized by Google

Streifendetails über. Was Herr Vincent weiter über die „unendlich vielen Möglichkeiten, durch welche man die beobachtete Bewegung erklären könnte", sagt, liegt so sehr neben der Sache, daß ich gar nicht weiter darauf eingehen mag und die Beobachter nur ersuchen kann, die Bewegungen am Himmel selbst zu studieren. Dagegen will ich auf die Erklärung des Herrn Vincent über meine Beobachtung am 27. September 1900 eingehen, da die Widerlegung seiner Deutung mit ein paar Worten geschehen kann. Ich bemerkte über die aus SW ziehenden Cirrusstreifen: „sie steigen während dieses Zuges aus SW gleichzeitig höher über den Horizont (haben also als Ganzes eine Bewegung von NW nach SE)". Daß dieser Schluß der allein zulässige und die Deutung des Herrn Vincent unrichtig ist, hätte sich dieser selbst sagen können, wenn er bedacht hätte, daß das Höhersteigen über den Horizont sich selbstverständlich auf identische Azimute bezieht, nicht aber etwa auf irgend beliebige Stellen oder gar auf den Anfang des Streifens, wie er dies darstellt.

Ich hatte angenommen, es werde bezüglich des Nachweises der doppelten Bewegung der Cirrusstreifen von anderer Seite eine Prioritätsreklamation erfolgen; daß aber die Tatsache selbst bestritten wird, zeigt, wie sehr es noch an wirklich umfassenden und genauen Beobachtungen der Cirruswolken fehlt [1]).

Köln, 7. Mai 1906. Klein.

Jährliche Periode der Erdbebenstörungen in Triest. Direktor E. Mazelle in Triest hat seinem Bericht über die Erdbebenstörungen im Jahre 1903, beobachtet am Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendel, eine Zusammenstellung sämtlicher Erdbeben in den letzten fünf Jahren zu Triest beigegeben. Dieselbe basiert auf 1039 Bebenaufzeichnungen. Die rohen Mittelwerte und die nach Sinusreihen berechneten Monatsmittel sind nach Mazelle:

	Mittl. Jahr	Monate gleicher Länge 30.42 Tage	Berechnete Werte	
Januar	15.4	15.1	— 0.75	16.14
Februar	**17.8**	**19.3**	**0.85**	**17.74**
März	17.2	16.9	0.64	17.53
April	15.6	15.8	— 0.89	16.00
Mai	15.4*	15.1*	— 1.75*	15.14*
Juni	16.6	16.8	— 0.56	16.33
Juli	19.0	18.6	1.93	18.82
August	**20.6**	**20.2**	**3.47**	**20.36**
September	19.4	19.7	2.50	19.39
Oktober	16.2	15.9	— 0.29	16.60
November	15.2	15.4	— 2.59	14.32
Dezember	14.2*	13.9*	— 2.57*	14.31

Gleichung des jährlichen Ganges:

$$16.89 + 1.37\,sin\,(257.5 + x) + 2.15\,sin\,(15.4 + 2x).$$

Es treten demnach zwei verschiedene Maxima auf im Februar und im August, die Minima fallen auf Mai und November/Dezember.

Durchschnittlich entfallen auf ein Jahr 203 Störungen, mithin fast auf jeden zweiten Tag eine.

Außerordentlich kaltes Frühjahr 1905 in Südaustralien. Herr Charles Tood berichtet an Symon's Met. Mag., Jan. 1906, daß die Temperaturverhältnisse am Observatorium zu Adelaide (34° 56′ südl. Br.) in den Monaten August bis Oktober 1905 ganz abnorm waren im Vergleich zu den 47 vorausgegangenen Jahren.

	August			September			Oktober		
	Mittel der tägl. Extreme		Mittel	Mittel der tägl. Extreme		Mittel	Mittel der tägl. Extreme		Mittel
1905	15.3	6.4	10.8	15.8	6.4	11.1	17.9	7.8	12.8
47jähriges Mittel	16.7	7.7	12.2	19.1	8.8	13.9	27.7	10.8	16.7
Abweichung	— 1.4	— 1.3	— 1.4	— 3.3	— 2.4	— 2.8	— 4.8	— 3.0	— 3.9

[1]) Ich habe schon 1865 in einer Abhandlung „Über die Entstehung der Gewitter" die oft von mir in Kremsmünster beobachtete Tatsache erwähnt, daß bei den aus W oder NW heranziehenden großen Frontgewittern in dem vorausgehenden Cirrostratusschirme man die Bestandteile desselben, die Cirrusfäden, rasch aus SW ziehen sehen kann, während das ganze Gebilde aus W oder NW herankommt. Siehe auch Lehrbuch der Meteorologie, I. Aufl., S. 278, Anm. 3. J. H.

Digitized by Google

Der bisher kälteste September (1874) hatte 12.1° Mitteltemperatur, der kälteste Oktober (1886) hatte 14.7°.

Sir Charles Tood teilt noch weitere Daten mit, welche den exzeptionellen Charakter der Frühlingsmonate September und Oktober noch greller beleuchten. Wir müssen da auf das Original verweisen.

Es ist sehr kurios, daß der Oktober 1905 zugleich in Südaustralien und in Mitteleuropa der kälteste war, der bisher vorgekommen. J. H.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson, Klondyke, dem neuen Goldlande im Yukon-Distrikt. Wir haben in dieser Zeitschrift, Jahrg. 1902, S. 313 die Ergebnisse der älteren meteorologischen Beobachtungen zu Dawson zusammengetragen von 1887 bis 1900 (mit großen Lücken). Inzwischen sind in den letzten Jahrgängen des Report of the Meteorol. Service of Canada von Stupart 1900 bis 1903 die vollständigen Beobachtungsergebnisse dieser letzten Jahrgänge veröffentlicht worden, die wir nun bei dem großen Interesse, welches das polare Winterklima der Goldfelder von Klondyke erweckt hat, in metrisches Maß verwandelt, hier auszugsweise in tabellarischer Form folgen lassen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Dawson (Yukon Territory) im Jahre 1900 bis 1903, 64°4′ n. Br., 139°20′ w. L. 366 m.

	1900 Temperatur					1901 Temperatur				
	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel	Absol. Max.	Absol. Min.	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel	Absol. Max.	Absol. Min.
Januar	— 27.4	— 34.6	— 31.0	— 14.1	— 45.8	— 22.2	— 32.1	— 27.1	— 6.3	— 55.5
Februar	— 18.8	— 26.6	— 22.7	— 7.5	— 42.2	— 23.1	— 33.7	— 28.4	— 7.2	— 45.2
März	— 5.0	— 19.4	— 12.2	10.9	— 40.7	— 5.0	— 18.1	— 11.5	5.1	— 38.1
April	6.2	— 4.8	0.7	10.4	— 16.5	2.3	— 11.6	— 4.6	12.7	— 28.2
Mai	14.4	1.8	8.1	19.6	— 5.2	12.7	0.2	6.4	20.2	— 7.4
Juni	20.7	7.3	14.0	30.9	2.4	20.6	7.2	13.9	27.7	2.1
Juli	22.2	10.2	16.2	29.9	4.5	23.6	8.9	16.2	29.4	5.0
August	16.8	6.6	11.7	27.4	— 1.1	18.5	6.0	12.2	25.8	— 2.7
September	10.8	1.7	6.2	18.1	— 4.5	12.9	2.4	7.6	21.9	— 5.1
Oktober	— 3.0	— 9.8	— 6.4	5.6	— 21.3	1.1	— 5.0	— 1.9	8.2	— 18.8
November	— 21.6	— 28.9	— 25.2	— 12.7	— 39.3	— 12.3	— 20.2	— 16.2	— 0.2	— 38.1
Dezember	— 20.9	— 28.8	— 24.8	— 7.5	— 45.6	— 18.7	— 25.6	— 22.1	— 6.3	— 45.6
Jahr	— 0.5	— 10.4	— 5.4	30.9	— 45.8	0.9	— 10.1	— 4.6	29.4	— 55.5

1902	Luftdruck Mittel	Max.	Min.	Temperatur 8a	2p	8p	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel[1]	Absol. Max.	Absol. Min.	Bewölkung	Niederschlag
Jan.	732.3	758.4	707.9	—26.3	—25.6	—26.0	—21.9	—30.9	—26.3	—8.9	—45.6	4.7	44
Febr.	27.4	43.9	15.5	—23.9	—19.1	—20.6	—17.3	—26.2	—22.0	—4.0	—45.0	3.6	5
März	32.5	48.5	16.3	—27.1	—15.6	—26.1	—15.2	—27.8	—24.0	5.1	—40.7	3.2	0
April	31.2	40.6	16.5	— 5.2	2.5	— 0.9	3.2	— 8.9	— 3.0	12.3	—21.0	5.3	13
Mai	32.5	42.7	19.1	5.9	13.3	9.6	14.8	1.2	7.9	22.7	— 4.9	4.2	12
Juni	35.1	43.2	27.4	12.1	20.6	17.1	22.3	6.5	14.5	29.2	— 2 8	3.8	22
Juli	31.5	38.1	23.4	14.6	21.0	17.9	22.9	10.3	16.4	27.8	5.8	5.1	84
August	30.0	40.6	20.1	9.4	17.4	13.7	18.9	7.3	12.3	22.4	1.4	5.5	60
Sept.	29.0	37.9	21.3	3 6	9.3	6.1	10.2	1.9	5.4	16.7	— 3.1	5.5	30
Oktober	29.2	42.4	07.6	— 3.2	1.3	— 1.0	2.1	— 4.6	— 1.7	20.0	—13.4	4.3	23
Nov.	31.8	49.8	10.2	—22.1	—20.2	—21.6	—18.3	—24.0	— 21.5	—6.4	—44.4	4.4	28
Dezbr.	34.3	57.4	04.3	—31.3	—30.5	—30.4	—27.0	—33.4	— 30.5	—1.7	—46.1	5.3	20
Jahr	731.4	758.4	704.3	— 7.8	— 2.1	— 5.2	— 0.4	—10.7	— 6.0	29.2	—46.1	4.6	341

	Niederschlagstage	Tage Heiter	Bewölkt	Gewitter	Häufigkeit der Winde N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Jan.	6	10	3	0	7	1	2	13	24	11	2	2	0
Febr.	1	15	1	0	3	0	5	4	22	9	11	1	1
März	0	22	1	0	19	7	1	0	15	4	9	6	0
April	2	7	6	0	21	8	4	1	12	0	5	9	0
Mai	3	11	1	0	19	5	7	7	5	2	10	7	0
Juni	3	15	2	0	25	5	4	2	7	5	9	3	0
Juli	8	9	5	5	20	1	7	11	5	8	5	4	1
August	13	6	5	3	9	5	11	12	7	7	5	4	1
Sept.	9	6	6	0	6	7.	5	8	19	10	4	0	1
Oktober	7	14	3	0	10	5	3	9	20	7	4	4	0
Nov.	4	10	2	0	9	0	9	6	18	8	2	3	5
Dezbr.	4	5	5	0	7	1	2	6	29	6	2	7	2
Jahr	60	130	40	8	155	45	60	79	183	77	68	50	11

[1]) 8h 8h Max. Min.

Digitized by Google

1903	Luftdruck Mittel	Max.	Min.	Temperatur 8a	4p	8p	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel	Absol. Max.	Absol. Min.	Bewölkung	Niederschlag
Jan. . .	731.0	743.9	713.5	—33.3	—31.5	—31.9	—28.7	—36.3	—32.5	—9.9	—51.6	4.5	13
Febr. . .	30.5	53.9	01.5	—24.4	—18.8	—21.8	—18.1	—27.7	—23.0	—5.8	—47.3	4.3	34
März . .	35.8	53.1	16.3	—18.3	— 9.4	—12.9	— 8.4	—20.3	—15.0	1.6	—35.4	4.1	15
April . .	29.2	39.6	11.7	— 7.6	1.4	— 1.9	2.3	—11.2	— 4.6	11.6	—28.0	3.6	15
Mai . .	25.9	36.1	15.2	4.8	11.5	7.8	12.2	0.6	6.3	18.6	— 7.6	3.5	10
Juni . .	28.7	41.9	19.6	14.1	21.2	17.4	21.9	7.8	15.3	31.9	1.4	3.7	13
Juli . .	31.0	38.6	22.6	14.9	21.2	18.3	22.9	8.6	16.2	29.7	3.8	4.0	28
August .	29.7	30.1	18.3	12.1	19.2	16.3	20.3	7.4	14.0	29.8	0.2	4.1	37
Sept. . .	29.5	44.2	14.5	2.7	10.4	6.7	10.9	0.7	5.2	18.3	— 6.9	4.0	61
Oktober .	22.9	39.4	01.8	— 8.0	— 4.0	— 5.7	— 3.0	— 9.4	— 6.5	6.1	—20.1	4.6	32
Nov. . .	28.2	55.9	03.3	—20.6	—18.7	—19.4	—16.3	—23.5	—20.0	4.7	—41.3	3.8	11
Dezbr. .	29.5	44.2	17.0	—14.7	—13.1	—16.8	—15.0	—20.6	—16.8	0.2	—40.0	4.8	17
Jahr . .	729.3	755.9	701.5	— 6.5	— 0.9	— 3.7	0.1	—10.3	— 5.1	31.9	—51.6	4.1	286

	Niederschlagstage	Tage Heiter	Bewölkt	Gewitter	Häufigkeit der Winde N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Jan. . .	2	12	2	0	8	3	2	9	24	6	4	4	2
Febr. . .	6	11	3	0	3	3	4	5	17	5	4	2	13
März . .	4	14	0	0	8	6	7	3	15	6	5	2	10
April . .	3	16	1	0	17	9	10	3	5	1	3	2	10
Mai . .	2	17	0	0	26	10	8	0	9	0	2	3	4
Juni . .	8	16	1	0	13	6	3	8	10	0	0	3	17
Juli . .	7	15	2	1	11	3	3	5	9	6	1	1	21
August .	9	14	3	1	15	4	1	4	6	6	1	7	18
Sept. . .	6	18	4	0	12	6	5	3	7	2	0	4	21
Oktober .	6	10	3	0	2	4	1	5	5	2	1	11	11
Nov. . .	4	17	2	0	10	1	1	6	13	8	0	2	19
Dezbr. .	2	13	7	0	10	0	1	3	18	8	0	4	18
Jahr . .	59	173	28	2	135	55	46	54	138	50	21	45	164

J. H.

Regenfall zu Tschemulpo. Das Oktoberheft 1905 des Journ. d. Met. Soc. of Japan enthält einen Artikel von Y. Wada: Régime des pluis aux environs de Tschemulpo, dem wir das Nachstehende entnehmen. Der Ort liegt an der Westküste von Korea am Gelben Meere. Das neue Observatorium, von Japan errichtet, liegt in der Nähe der Duane auf einem Hügel unter 37° 29′ N, 126° 37′ E v. Gr., besteht aber erst seit April 1905. Die älteren Beobachtungen sind von den Offizieren der koreanischen Duane angestellt worden.

Die Regenmenge schwankte innerhalb der 11 Jahre 1893 bis 1903 zwischen 507 mm (1901) und 1364 mm (1897). Der meiste Regen fällt im Sommer (503 mm, 53 Proz.). Frühling (189 mm, 20 Proz.) und Herbst (186 mm, 19 Proz.) haben die gleiche Regenmenge; der Winter ist sehr trocken (81 mm, 8 Proz.) trotz der Nähe am Meere, über welches die vorherrschenden NW-Winde hinstreichen. Die Zahl der Niederschlagstage ist aber etwas anders verteilt: Winter 19 Proz., Frühjahr 22 Proz., Sommer 37 Proz., Herbst 22 Proz. Die Regenzeit beginnt gegen Mitte Juni und endet Mitte September; sie umfaßt etwa 100 Tage mit einer Regenmenge von 600 mm.

Die mittlere Regenmenge pro Stunde kommt auffallend gering heraus, bloß 1.3 mm pro Stunde. Die Regendauer bezieht sich auf die mittlere Dauer eines Regenfalles.

Regenfall zu Tschemulpo, 37° 29′ N, 126° 37′ E v. Gr. 70 m. 1893 bis 1903.

	Mittel	Proz.	Maximum	Tage mit Niederschlag	Proz.	Regenmenge pro Stunde	Mittlere Dauer eines Regenfalles Stunden
Januar . .	31	3	74	5.8	7	0.5	6.5
Februar . .	23	2	57	3.8	4	0.7	6.3
März . . .	30	3	91	5.3	7	0.6	6.8
April . . .	66	7	144	6.1	8	1.1	8.2
Mai	93	10	296	6.7	8	1.4	7.5
Juni	133	14	249	7.4	9	2.2	8.0
Juli	195	20	452	11.5	13	1.6	7.8
August . .	175	18	333	11.9	14	2.1	5.8
September .	115	12	366	7.2	9	1.9	6.3
Oktober . .	36	4	71	4.2	6	1.1	4.2
November .	35	4	109	5.2	7	1.2	5.7
Dezember .	27	3	41	6.7	8	0.8	5.4
Jahr . . .	959	100	1364	81.8	100	1.3	6.54

Digitized by Google

Die größten Regenmengen in einer Stunde waren 15.2 am 23. September 1902 und 21.3 am 16. August 1901, also nicht sehr beträchtlich. Im Juni 1897 fielen 231 mm innerhalb 104 Stunden.

Die Regenzeit beginnt etwa Ende Juni und dauert bis Mitte September. Im Jahre 1904 fielen vom 27. Juni bis 23. September (88 Tage) an 40 Tagen 429 mm (Maximum 96 mm pro Tag), im Jahre 1905 vom 20. Juni bis 17. September (89 Tage) an 45 Tagen 998 mm (Maximum pro Tag 92 mm). In der Regenzeit 1898 fielen an 57 Tagen 1055 mm, während die gesamte Jahresmenge 1268 mm betrug. J. H.

Die meteorologische Station auf der Babiagura. Mit Ende des Jahres 1904 wurde auf der Babiagura das imposante Schutzhaus der Sektion Bielitz des Beskidenvereins wohnlich eingerichtet, worauf der Wächter J. Zossak in seinen ständigen Aufenthaltsort einzog und auch seitens der Kgl. ungar. meteorologischen Reichsanstalt eine meteorologische Station errichtet wurde. Die Aufstellung der Instrumente besorgte gütigst Herr Postmeister J. Klein aus Arvapolhora.

Fig. 1.

Babiagura-Schutzhaus, 1616 m. Aufnahme des Herrn F. Schlesinger.

Das Schutzhaus wurde im Sommer des Jahres 1904 erbaut und befindet sich in der Höhe von 1616 m auf dem südlichen ungarischen Abhange der Babiagura, deren Spitze bis auf 1725 m hinaufreicht und einen Triangulationspunkt bildet. Die Station III. Ordnung ist nicht nur die höchste, sondern auch die nördlichst gelegene Station Ungarns, nachdem dieselbe unter 49° 34′ 28″ nördlicher Breite und 38° 11′ 55″ östlicher Länge von Ferro liegt. Die Beobachtungen werden an den üblichen Terminen: 7^a, 2^p und 9^p das ganze Jahr hindurch angestellt. Das Thermometer ist, wie auf der Abbildung ersichtlich, an der Nordseite des Gebäudes angebracht. Die ersten fünf Monate sind lückenhaft, vom 8. Juni 1905 an jedoch werden die Beobachtungen regelmäßig angestellt.

Die Eröffnung des neuen Schutzhauses, welches also auch im Dienste der Meteorologie steht, fand am 11. Juni statt und darf an dieser Stelle nicht unterlassen werden, dem Beskidenverein, hauptsächlich aber den Herren Dr. K. Reissenberger, W. Schlesinger und J. Klein den aufrichtigsten Dank zu zollen, da sie ermöglicht hatten, daß die meteorologischen Elemente auf der Babiagura jahraus, jahrein beobachtet werden. Es sei noch an dieser Stelle erwähnt, daß in Tatrajuod (1015 m) gleichzeitig eine Station II. Ordnung errichtet wurde, welche auch für die ungarischen täglichen Wetterberichte ihre Beobachtungen telegraphisch mitteilt. A. Rethly.

Regenfall zu Söul, Korea. Das Novemberheft 1905 des Journ. of the Met. Soc. of Japan enthält einen Artikel in englischer Sprache über den Regenfall in der Hauptstadt

Digitized by Google

von Korea von Y. Wada. Die Regenmessungen sind am Kaiserlichen Observatorium zu Söul gemacht worden, über welches die Einleitung zu oben zitierten Artikel interessante Mitteilungen bringt. Wir können uns dabei nicht aufhalten, sondern müssen gleich auf die Mitteilung der Ergebnisse der Regenmessungen 1896/1904 übergehen. Die ersten beiden Jahre sind nicht komplett. Die Regensummen der kompletten Jahrgänge sind:

1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904
1066	834	668	376	780	1272	602

Die Monatsmittel des Regenfalles sind:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
11	22	16	60	88	90	282	200	67	22	15	7	880

Das Maximum an einem Tage war 30. Juni 1899 126 mm und 13. Juli 1902 124 mm.

Es gab im Mittel 19 Tage mit Schneefall: November 1, Dezember 5, Januar 6, Februar 5, März 2.

Die Regenzeit beginnt gegen Mitte Juni und dauert bis gegen Mitte September.

Der erste Reif stellt sich durchschnittlich am 13. Oktober ein, der erste Schneefall am 19. November, der letzte Schneefall am 17. März.

Die mittlere Zahl der Tage mit Niederschlägen und Gewitter ist:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
				Niederschlagstage:								
8	7	8	9	9	9	16	17	9	6	7	8	113
				Tage mit Donner:								
0	0	1	3	4	6	10	14	4	8	4	0	54
				Tage mit Gewittern:								
0	0	0	3	2	8	10	11	3	7	1	0	45
				Tage mit Stürmen:								
2	0	7	1	2	0	4	0	2	1	1	0	20

Resultate der magnetischen Beobachtungen am Observatorium in Athen in den Jahren 1900 bis 1903 von D. Eginitis[1]). Im Jahre 1899 wurde in Athen ein magnetisches Observatorium errichtet und mit Magnetographen und absoluten Instrumenten ausgerüstet.

Die Beobachtungsresultate aus den Jahren 1900 bis 1903 kann man in folgender Tabelle zusammenfassen:

Jahresmittel der magnetischen Elemente.

Elemente:	1900	1901	1902	1903
Deklination	5° 42′, 29″	5° 34′, 14″	5° 27′, 5″	5° 20′, 19″
Inklination	52° 7′, 7″	52° 7′, 4″	52° 4′, 7″	52° 4′, 2″
Horizontalkomponente . . .	0.26063	0.26090	0.26141	0.26114
Vertikalkomponente	.33514	.33541	.33541	.33508
Nordkomponente	.25934	.25967	.26023	.26001
Westkomponente	.02591	.02532	.02480	.02429
Totalintensität	.42456	.42494	.42536	.42482

Die Deklination weist in ihrem täglichen Gange zwei Maxima und zwei Minima auf; das Hauptmaximum fällt auf 13^h, das Hauptminimum auf $9^h\ 5^m$; das sekundäre Maximum auf $6^h\ 2^m$, das sekundäre Minimum auf $17^h\ 5^m$. Die Eintrittszeit des Hauptmaximums ist sehr variabel und schwankt zwischen 15^h im Sommer und 10^h im Winter; die Eintrittszeit der drei anderen Extreme ist ziemlich konstant. Die Amplitude der Hauptschwankung beträgt etwa 0.00037 und vermindert sich vom Sommer zum Winter um ungefähr 20 Einheiten der fünften Dezimale.

Der Gang der Vertikalkomponente wird ebenfalls durch eine doppelte tägliche Welle dargestellt:

Hauptmaximum	Hauptminimum	Sek. Maximum	Sek. Minimum
12^h	7^h	$4^h\ 6$	$21^h\ 5$

Die Eintrittszeiten der Extreme sind ziemlich konstant. Die mittlere Amplitude beträgt etwa 0.00032.

Der tägliche Gang der Deklination zeigt ein Maximum um 10^h und ein Minimum um Mitternacht. Die tägliche mittlere Amplitude beträgt etwa 2′ und zwar 2.5′ im Sommer und 1.5′ im Winter.

[1]) Compt. rend. 142, No. 6 (5. Februar 1906), 361.

Digitized by Google

Nord-, Westkomponente und Totalintensität unterliegen ebenfalls einer doppelten täglichen Oszillation.

	Hauptmax.	Hauptmin.	Sek. Maximum	Sek. Minimum	Mittl. Amplitude
Nordkomponente	13^h	18^h	6^h	10^h	0.00040
Westkomponente	13^h	19^h	4^h	Mitternacht	.00050
Totalintensität	13^h	18^h	6^h	„	.00095

Mittlerer Regenfall in Südguatemala. Mit einer Arbeit über das Klima von Guatemala beschäftigt, erlaube ich mir, Ihnen vorläufig die Resultate der in Südguatemala angestellten Regenmessungen zur Veröffentlichung in der Meteorologischen Zeitschrift mitzuteilen.

Regenfall an einigen Orten von Südguatemala.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Teculutan (Dep. Zacapa). 190 m. 1902. 1 Jahr.												
1	0	1	95	70	361	?	38	83	164	17	2	ca. 1000 (?)
Guatemala. 1480 m. 1856/64, 79/83, 85, 92, 94/99, 1901/02. Bis 24 Jahr.												
8	4	13	32	143	293	203	203	233	170	23	5	1331
Altos: Quezaltenango. 2350 m. 1895/97. 3 Jahr.												
0	0	1	11	131	161	92	102	107	83	16	10	714
Abdachung des SW-Randgebirges.												
El Porvenir (Dep. S. Marcos). 915 m. 1898/1903. 6 Jahr.												
74	113	91	309	559	787	687	556	649	557	228	99	4708
Armenia (Dep. S. Marcos). Etwa 1100 m. 1901/02. 2 Jahr.												
3	106	30	312	807	907	550	420	552	430	220	88	4426
Costa Cuca: Esmeralda. 1000 m. 1892/1902. 11 Jahr.												
40	57	79	203	514	716	658	654	653	601	241	64	4479
Costa Cuca: El Transito. Etwa 1050 m. 1895/1901. 7 Jahr.												
69	49	88	224	492	824	787	696	713	679	310	87	5019
Costa Cuca: Las Mercedes. 1000 m. 1894/99, 1901/04. 10 Jahr.												
33	49	101	230	508	626	533	553	570	516	171	62	3952
Costa Cuca: Miramar. 740 m. 1894/1903. 10 Jahr.												
52	32	107	240	504	711	560	552	668	609	228	100	4364
Costa de Cucho: La Soledad. 1000 m (?). 1899/1901. 3 Jahr.												
22	30	28	221	389	634	645	411	516	379	163	59	3500
Costa grande: Chocolá. Etwa 950 m. 1900/01. 2 Jahr.												
6	—	16	90	426	609	865	491	758	373	211	67	(3911)
Morelia (Dep. Chimaltenango). 980 m. 1898/1903. 6 Jahr.												
46	129	140	217	787	915	749	738	795	768	257	101	5635
El Baul (Dep. Chimaltenango). 800 m (?). 1902. 1 Jahr.												
19	0	57	178	546	984	667	762	692	457	159	25	4547
San Andres Osuna (Dep. Sacatepequez). Etwa 1000 m. 1900/01. 2 Jahr.												
51	46	58	182	554	736	813	487	763	519	157	41	4407
La Rochilla (Dep. Sacatepequez). 900 m. 1900/01. 2 Jahr.												
77	57	39	143	553	693	768	511	793	609	210	74	4523
San Diego (Escuintla). 600 m. 1902/03. 2 Jahr.												
23	46	87	164	350	799	255	292	495	459	103	1	3072

Garmisch, 6. Dez. 1905. Eckhard Lottermoser.

Magnetische Beobachtungen während der Sonnenfinsternis am 30. August 1905 in Spanien. Die Compt. rend. der Pariser Akademie, Bd. CXLI, S. 1270, enthalten einen Bericht von P. Cirera über die Registrierungen der magnetischen Elemente am Observatorium zu Tortosa am Ebro unter dem Einflusse der Sonnenfinsternis. Das allgemeine Ergebnis war, daß die Variationen aller drei Elemente eine Tendenz zeigten während der Finsternis zu ihrem mittleren Wert zurückzukehren, also eine Tendenz zur Unterdrückung der Tagesperiode. Das Resultat stimmt ja mit den wahrscheinlichen Theorien über die Ursachen der täglichen Variation der magnetischen Elemente.

Digitized by Google

Literaturbericht.

Schreiber, Paul: Studien über Erdbodenwärme und Schneedecke. Vorarbeit zum Jahrb. d. K. sächs. meteorol. Instituts 1901. Chemnitz 1905. 4°. 94 S., 4 Tafeln.

Die Studien über die Wärmebewegung im Erdboden und die Eigenschaften der Schneedecke, die in der vorliegenden Schrift mitgeteilt werden, hat der Verfasser unternommen, um die Bedingungen kennen zu lernen, unter denen Messungen und Beobachtungen nach diesen Richtungen hin den größten Nutzen für Wissenschaft und Praxis gewähren können. Die Arbeit ist sehr gründlich und umfassend. Abgesehen von mannigfachen eigenen theoretischen und experimentellen Untersuchungen und Zusammenstellungen hierher gehöriger meteorologischer Beobachtungen bringt sie umfangreiche Darlegungen und Würdigungen der Arbeiten anderer Autoren und greift weit zurück in der Anführung, Begründung, Weiterentwickelung und Anwendung mathematischer Sätze.

Die erste, beschreibende Abteilung behandelt die Wärmebewegung im Erdboden bei Temperaturen über dem Eispunkte, ferner die Schneedecke und die Wirkung des Frostes auf dem schneefreien Erdboden. Die zweite Abteilung bringt die theoretischen Grundlagen für die experimentelle Bestimmung der Wärmeleitungskonstanten an ausgedehnten Platten und für die Wärmebewegung im Erdboden. Die allgemeinen Formeln sind auf zahlreiche besondere Fälle angewandt, und die zur Durchrechnung gebrauchten mathematischen Ausdrücke werden tabellarisch entwickelt. Ein Anhang ist der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse feinkörniger Massen gewidmet.

Nach einleitenden Bemerkungen über die grundlegenden Anschauungen, Begriffe und Maße werden die Konstanten der Temperatur- und Wärmeleitung für eine große Zahl Materialien nach den bisher vorliegenden Bestimmungen zusammengestellt. Für die preußischen forstlichen Stationen druckt der Verfasser die nach einer Näherungsmethode von mir gefundenen Koeffizienten der Temperaturleitung (a^2) ab und nimmt zur Berechnung der Wärmeleitungsfähigkeit (k) den kalorischen Wasserwert des Bodens $\left(w = \frac{k}{a^2}\right)$ zu 0.5 an. In meiner Schrift über den jährlichen Gang der Temperatur und den Wärmeaustausch im Erdboden finden sich für Eberswalde genauere Werte, nach denen w merklich kleiner als 0.5 ist. In Betreff der Ermittelungen von Homén in Finnland werden, wie es scheint mit Recht, Bedenken geäußert wegen des hohen Wassergehaltes des Sand- und Moorbodens. Wie sehr der Wassergehalt des Bodens die Wärmeleitung beeinflußt, geht aus Versuchen des Verfassers hervor, die dieser zwar als vorläufige bezeichnet, die aber so wichtig scheinen, daß ihre Resultate hier wiedergegeben werden mögen. Die Versuche sind mit Quarzsand angestellt; die Konstanten beziehen sich auf Meter und Tonne:

Gewichtsprozent Wasser	w	a^2	k
0	0.31	0.000 86	0.000 26
5	34	3 35	1 14
15	53	3 59	1 90
20	69	3 65	2 52

Die Richtigkeit dieser Zahlen vorausgesetzt, ergibt sich die große Bedeutung der Bodenfeuchtigkeit für die Wärmeerscheinungen. Zugleich liegt darin eine Warnung, bei der Anwendung der Theorie, welche die Wärmeleitungskoeffizienten als konstant voraussetzt, die Grenzen nicht zu weit zu stecken. Freilich hat man es, wie der Verfasser nachweist, bei früheren Versuchen zur Bestimmung der Leitfähigkeit des Bodens an der nötigen theoretischen Durcharbeitung fehlen lassen. Der Einfluß der Luftströmungen im Boden erscheint geringer als es sonst angenommen wurde. Die Bemerkungen über eine relativ hohe Temperatur des Weltenraumes, sowie über die einem fingierten schwarzen Gewölbe zukommende Himmelstemperatur und die allgemeinen Ausführungen über Strahlung und Wärmebilanz mögen hier übergangen werden, zumal sich in neueren Lehrbüchern befriedigende Darstellungen dieser Fragen finden. Die Arbeiten von Homén und vom Referenten werden eingehend besprochen und zahlreiche Abhandlungen aus Wollnys Forschungen zur Agrikulturphysik angeführt. Im Vergleich zur Sonnenstrahlung erscheinen dem Verfasser die von mir gefundenen Werte des Wärmeumsatzes in Gewässern bei der täglichen und jähr-

Digitized by Google

lichen Periode bedenklich hoch. Die hohe Wärmeaufnahme des Wassers ist aber keine Eigentümlichkeit gerade meiner Ergebnisse, unter denen die Zahl für die dänischen Gewässer besonders zuverlässig ist. Beispielsweise zeigen die Feststellungen Homéns im Lojosee für die tägliche Periode und die von Forel für die jährliche noch größere Beträge. Näheres findet man in den Lehrbüchern der Meteorologie von Hann, der Kosmischen Physik von Arrhenius, in einer Studie von Forel im Arch. scienc. phys. 1901 und einer Abhandlung von Woeikof in der Meteorol. Zeitschr. 1903. Insbesondere lehren die vortrefflichen Publikationen der internationalen Kommission für die Meeresforschung zu Kopenhagen, welche gewaltigen Wärmemengen im Meere umgesetzt werden. Für die Wärmevorgänge im Wasser sind außer Strahlung und Leitung die Bewegungen des Wassers und der Luft von Bedeutung.

Aus den umfangreichen Untersuchungen des Verfassers über die Schneedecke geht hervor, daß man mit der Aufstellung allgemeiner Sätze über den Wärmeschutz des Schnees sehr vorsichtig sein muß. Klare Resultate sind nur bei messender Verfolgung aller in Frage kommenden Faktoren zu erlangen. Namentlich darf die Wirkung einer Schneedecke nicht mit der aus einem schlechtleitenden festen Material verglichen werden, da der Schnee an der Berührungsstelle mit einem über 0° erwärmten Erdboden schmilzt und dabei demselben beträchtliche Wärmemengen entzieht. Besonderes Interesse verdienen die Messungen des als Schnee gefallenen Niederschlages (N) und der Dicke der Schneedecke (D) in verschiedenen Seehöhen (H) im Gebiete der Zwickauer Mulde 1895 bis 1903, die ich etwas umgerechnet im Auszuge wiedergebe. Als Schneeniederschlag ist hier die Menge gerechnet, die seit Anfang Dezember gefallen ist.

	Mittel			Ende Januar							
	D mm	N mm	$\frac{N}{D}$	H m	D mm	N mm	$\frac{N}{D}$	H m	D mm	N mm	$\frac{N}{D}$
Ende Dezember . .	145	43	0.30	200	20	12	0.60	800	320	113	0.35
„ Januar	215	87	0.40	400	47	39	0.83	1000	607	139	0.23
„ Februar . . .	235	125	0.53	600	130	73	0.56	1200	803	167	0.21

In der zweiten theoretischen Abteilung behandelt der Verfasser zahlreiche Einzelfälle der Wärmeleitung und verweist wegen der allgemeinen Formeln auf Riemann-Hattendorf, Partielle Differentialgleichungen, 3. Auflage 1882. Dazu sei erwähnt, daß dieses wichtige Werk eine mustergültige Neubearbeitung von H. Weber, Braunschweig 1900 und 1901 erfahren hat. In diesem Buche ist auch das von Schreiber ebenfalls besprochene Eindringen des Frostes in den Boden nach der Theorie nach Franz Neumann und Stephan entwickelt. Bei dieser Gelegenheit sei auf die einschließenden Untersuchungen von Tamura, Monthly Weather Review 1905, hingewiesen.

J. Schubert.

Bibliographie.

Meteorologisk **Aarbog** for 1903. Udgivet af det danske meteorologiske Institut. Anden del. Kjøbenhavn 1905. Fol. 2 Bl., 97 S.

—: (Dasselbe) 1904. Første del. Ibidem 1905. Fol. 3 Bl., 143 S.

Nautisk-Meteorologisk **Aarbog** 1905. Udgivet af det danske meteorologiske Institut. Kjøbenhavn 1906. 4°. XXIX, 158 S., 18 Tafeln.

Abbe, Cleveland: A first report on the relations between climates and crops. Washington 1905. 8°. 386 S. (Weather Bureau, Bulletin No. 36). — Eine auch für Europäer wertvolle Analyse aller bis 1891 erschienenen diesbezüglichen Schriften pflanzenphysiologischer und meteorologischer Natur.

The **Beaufort Scale** of Wind-Force. Report of the Director of the Meteorological Office upon an inquiry into the relation between the estimates of wind-force according to Admiral Beaufort's scale and the velocities recorded by anemometers belonging to the office, with a report upon certain points in connection with the inquiry by G. C. Simpson, and notes by G. H. Darwin and Campbell Hepworth. Published by the Meteorological Committee. London 1906. 4°. 54 S., 7 Tafeln. Preis 1 s. 6 d.

Meteorologische **Beobachtungen** angestellt in Jurjew im Jahre 1904. Neununddreißigster Jahrgang. Jurjew 1905. 8°. 1 Bl., 134 S., 1 Bl.

Bericht über die Ergebnisse der Beobachtungen an den Regenstationen des Liv-, Est-Kurländischen Netzes für das Jahr 1901. (Dorpat 1905). 8°. 42 S. — Durch die von der Kurländischen Ökonom. Soz. gegründeten Stationen ist ihre Zahl von 146 (1900) auf 200 gestiegen.

[Bologna] Osservazioni meteorologiche dell' annata 1904 eseguite e calcolate da R. Pirazzoli e A. Masini. Bologna 1905. 29 S.

Digitized by Google

Brunhes, Bernard: Les travaux récents de magnétisme terrestre dans la France centrale. Le présent et le passé magnétique des volcans d'Auvergne. Bruxelles (1905). 8°. 19 S. S.-A. Bull. d. l. Soc. Belge d'Astron.

Costanzo, G. e **Negro, C.:** Sull' ecclisse di sole del 30 agosto 1905. Osservazioni meteorologiche. 8°. S.-A. Rivista geograf. ital. XIII, 1906.

Eiffel, G.: Études pratiques de météorologie et observations comparées des stations de Beaulieu, Sèvres et Vacquey pour l'année 1903. Paris, L. Maretheux, imprimeur 1905 (1904). 4°. XXX S., 1 Bl., 377 S., 1 Bl. — Atlas de planches. Ibidem 1905. 4°. 2 Bl., 25 Tafeln.

—: Les observations courantes en météorologie et comparaison des stations de Beaulieu, Sèvres et Vacquey. Paris 1905. 8°. 43 S., 1 Tafel. S.-A. Bull. d. l. Soc. astron. d. France. 1905.

Förster, Erich: Über den Feuchtigkeitsgehalt der Luft in seiner Beziehung zur geographischen Lage des Beobachtungsortes Rostock. Inaug.-Dissert., Rostock. Rostock 1905. 8°. 49 S.

Freybe, Otto: Kurze Anleitung zur Benutzung von Wetterkarten. Berlin, Parey 1906. kl. 8°. 40 S., 1 Tafel. Preis 50 Pfg.

Hann, J.: Der tägliche Gang der Temperatur und des Luftdruckes in Windhuk und Herbertshöhe. Berlin 1906. 8°. S.-A. Mitteil. aus d. deutschen Schutzgebieten, Bd. XIX, 1906.

Hellmann, G.: Regenkarte von Deutschland. Mit erläuternden Bemerkungen. Berlin, D. Reimer 1906. gr. 4°. Preis 3 M., in Rolle ungefaltet 3.10 M.

Hessler, Adam: Klimatologie Würzburgs in ihrer Entwickelung. Würzburg, A. Stüber 1906. 8°. 85 S. Preis 2.80 M. (S.-A. Verhandl. d. Phys.-med. Ges. zu Würzburg, N. F., Bd. XXXVIII). — Eine dankenswerte eingehende Analyse der älteren Beob. von Egel und Schön, die zum Teil neu berechnet und auf modernes Maß reduziert werden. Die geschichtliche Darstellung enthält auch einige kleine Ergänzungen zu meinem Repert. d. deutsch. Meteorologie, das als Grundlage dient. G. H.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1903. Württemberg. Herausgeg. von der Kgl. Württembergischen Meteorologischen Zentralstation. Bearbeitet von L. Meyer unter Mitwirkung von Mack. Stuttgart 1906. 4°. 58 S., 2 Tafeln.

Kremser, V.: Fünfzigjährige Pentadenmittel der Lufttemperatur für Norddeutschland. Berlin 1906. 4°. VIII S. S.-A. Ergebnisse der Beob. a. d. Stat. II. u. III. Ordg. i. J. 1900 (Preußen).

Linien gleicher magnetischer Inklination für 1905, 0. Herausgeg. vom Reichs-Marine-Amt, Berlin 1905. Äquatorial-Maßstab 1 : 80 000 000. 1 Bl. quer Folio. Preis 1 M.

Linien gleicher magnetischer Horizontal-Intensität nach Gaussschen Einheiten für 1905,0. Herausg. vom Reichs-Marine-Amt, Berlin 1905. Äquatorial-Maßstab 1 : 80 000 000. 1 Bl. quer Folio. Preis 1 M.

Marchesi, D. D.: La luna e le sue influenze sull' agricoltura e sul tempo. Illustrato da 6 tavole e 53 incisioni. Bologna, Libreria Freres 1906. 8°. 8, 232 S. Preis 2.50 Lire.

Niederschlagsbeobachtungen an den meteorologischen Stationen im Großherzogtum Hessen für das Jahr 1905. V. Jahrgang. Bearbeitet im Großherzogl. Hydrographischen Bureau. Darmstadt 1906. Fol. 51 S.

Observations de l'Observatoire Météorologique de l'Institut Impérial Forestier de St. Pétersbourg. 1904. St. Petersburg 1905. 4°. 2 Bl., IV, 37 S.

Observatoire Météorologique, Magnétique et Sismologique de Zi-Ka-Wei (Chine). Réduction des observations de température, 1873–1903, par le P. J. de Moidrey, S. J. Changhai 1905. 4°. XI, 56 S., 2 Tafeln.

Osservazioni meteorologiche e geodinamiche fatte nell' anno 1905 all' Osservatorio del Seminario Patriarcale di Venezia O. O. u. J. 4°. 48 S., 1 Tabelle.

Otto: Das Klima von Eisleben nach den meteorologischen Beobachtungen der Jahre 1885—1905. Eisleben 1906. 4°. 19 S. Beilage z. Jahresber. d. Kgl. Gymn. zu Eisleben, Ostern 1906.

Pernter, J. M.: Meteorologische Optik. III. Abschnitt: S. 213–558. Wien u. Leipzig, W. Braumüller 1906. 8°. Preis 9 M.

Potamian, Brother: Franklin and De Romas or the Lightning Kite. 8°. 15 S. S.-A. Electrical World 1906, January.

Rainfall of India. Fourteenth year 1904. Published by the various Provincial Governments, and issued under the Authority of the Government of India by the Meteorological Department of the Government of India. Calcutta 1905. Folio.

Report made to the Solar Physics Committee by Sir Norman Lockyer upon the work done in the Solar Physics Observatory, South Kensington, from 1st January to 31st December, 1905. (London 1906). 8°. 21 S. — Enthält auf S. 15—21 den Bericht über die Tagung der Solar-Kommission in Innsbruck 1905.

Report of the Meteorological Council, for the year ending 31st of March, 1905, to the President and Council of the Royal Society. London 1906. 8°. 227 S., 2 Tafeln. Preis 1 s. 5 d.

Rotch, A. Lawrence: Proof of the existence of the upper anti-trade and the meteorological conditions at lesser heights in the northern tropics. 8°. 2 Bl. S.-A. Rep. meet. Assoc. of Americ. Geographers.

Veröffentlichungen des Königl. Preußischen Meteorologischen Instituts. Herausgegeben von W. von Bezold. Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1902. Von A. Sprung. Berlin, A. Asher 1905. 4°. XV, 118 S., 1 Bl. Preis 8.50 M. — Enthält auch die Arbeit von G. Lüdeling, Luftelektrische Messungen auf der Ostmole bei Swinemünde.

Vincent, J.: A propos du Concours de Prévision du Temps de Liège. Bruxelles 1906. 8°. 3 S.

Wegener, Kurt: Die Drachenaufstiege auf dem Brocken vom 2. Januar bis 8. Februar 1906. 8°. 5 S. S.-A. Das Wetter 1906.

—: Die meteorologischen Schwierigkeiten der Drachenaufstiege. S.-A. Illustr. Aëronaut. Mitt. 1906, S. 33—40.

Weinholz, Carl: Über das Klima von Marnitz. Ein Beitrag zur Klimatologie von Mecklenburg-Schwerin 1906. 4°. 2 Bl., 76 S. (Beiträge zur Statistik Mecklenburgs. XIV, 3).

Westman, J.: Forme et grandeur des cristaux de neige observés en 1899 et en 1900 à la baie de Treurenberg, Spitzberg. Stockholm 1906. 4°. 2 Bl., 19 S., 4 Tafeln mit Mikrophotographien von Schneekristallen. (Missions Scientifiques pour la Mesure d'un Arc de Méridien au Spitzberg. Mission Suédoise. Tome II, VIIIe section. B^{II}).

—: Beobachtungsergebnisse von sechs Ballonfahrten der Schwedischen Aeronautischen Gesellschaft. Upsala u. Stockholm 1906. 8°. 23 S., 6 Tafeln. (Arkiv f. Met., Astr. och Fysik, Bd. 2, No. 26).

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (Braunsches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Photheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Cl. Riefler

Fabrik mathematischer Instrumente

Nesselwang u. München.

Präzisions- **Reisszeuge,**

Astronomische Präzisions- **Uhren,**

Nickelstahl-Kompensations- **Pendel.**

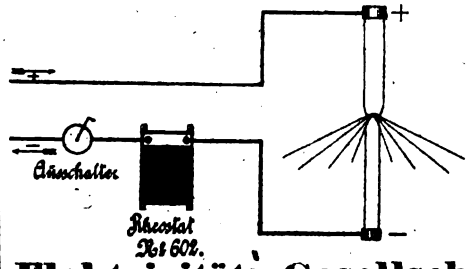
Lüttich 1905
St. Louis 1904
Paris 1900
} Grand Prix.

Illustrierte Preislisten gratis.

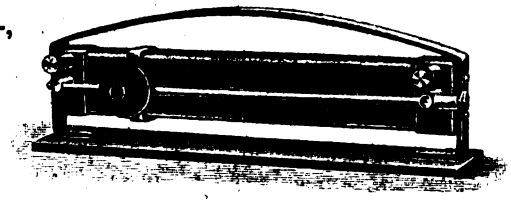
Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen - Widerstände **Laboratoriums - Widerstände jeder Art**



Glimmerplatten-,
Graphit- und
Gefälldraht-
Widerstände.
Zylinder-



Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.

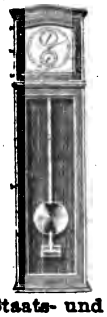
Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X.

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**



Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$ — $^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Die Gletscher

von

Prof. Dr. **Hans Hess.**

Gr. 8°. XI und 426 Seiten. Mit 8 Vollbildern, zahlr. Abbildungen im Text und 4 Karten. Preis *M.* 15.—, geb. in Leinwand *M.* 16.—

Das Buch behandelt das Gletscherphänomen in seinen wesentlichsten Zügen auf Grund der bis in die jüngste Zeit gewonnenen Forschungsergebnisse und enthält nicht nur eine Übersicht von bisher Bekanntem, sondern bietet auch an vielen Stellen Neues, was sowohl die wissenschaftlichen Kreise, die an den Fortschritten der Gletscherkunde interessiert sind, wie auch die große Zahl der Naturfreunde, welche auf ihren Wanderungen in die Gletscherregion kommen, in fesselnder Weise anregen und belehren wird.

Zahlreiche Illustrationen und die wertvollen Kartenbeilagen unterstützen die Ausführungen des Verfassers, der sich um die Vor allem in den Alpen erzielten Ergebnisse der Gletscheruntersuchungen wesentliche Verdienste erworben hat.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. Dr. Richard Rühlmann,

Handbuch der mechanischen Wärmetheorie.

Mit 186 Holzstichen. gr. 8°.

Zwei Bände. (I. Teil unter teilweiser Benutzung von É. Verdets Théorie mécanique de la chaleur.)

(XVI, 800 u. XVIII, 1001 S.) *M.* 46,—.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

Digitized by Google

Aspirationspsychrometer

nach

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.

Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".

R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

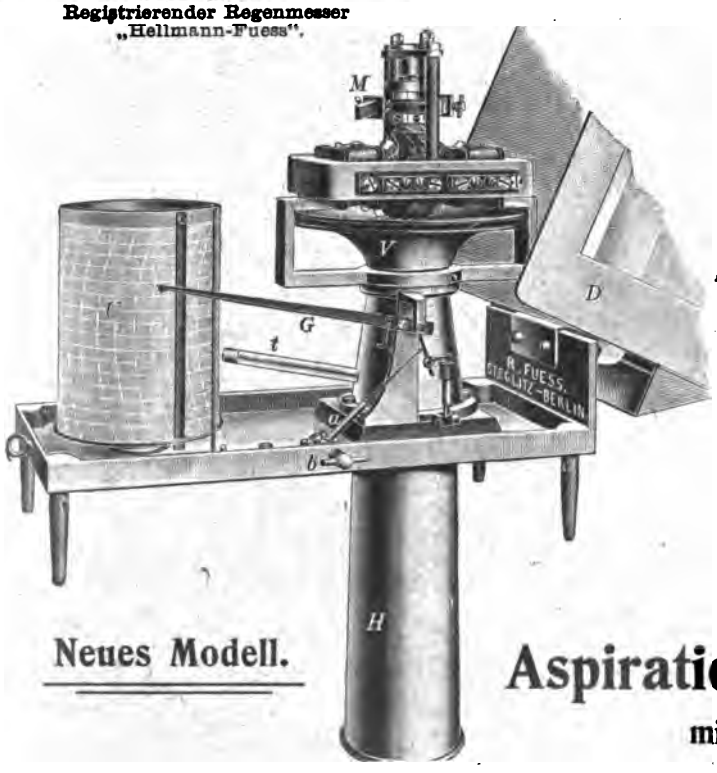
1. Spezial-Katalog über **Barometer** und **Barometer-Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und **Thermometer-Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende meteorologische Instrumente, Regenmesser,** Windfahnen und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente für Forschungsreisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der Ventilation in Gebäuden und Bergwerken.

Abteilung III.

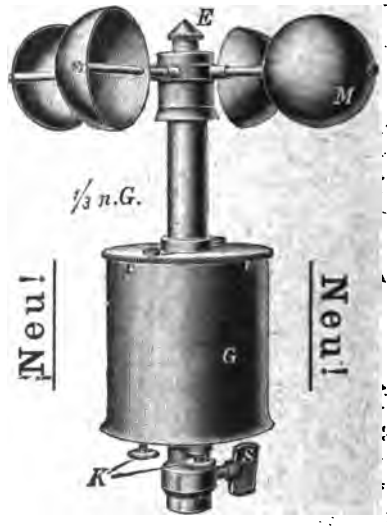
6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**



Neues Modell.



Kontaktanemometer
in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

Diesem Hefte liegen bei: Ein Prospekt der Firma **G. Rüdenberg jr.** in **Hannover** und **Wien,** betr. „photographische **Apparate**" usw.; ferner vier Prospekte und ein Buchzeichen der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig.**

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Ph. G Lab.

1906 Heft 6 Juni

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HARVARD COLLEGE LIBRARY JUL 11 1906 MASS.

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit acht Textfiguren.

INHALT.

Seite

Max Margules: Über die Änderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse. Mit 1 Textfigur 243
Raimund Nimführ: Über die reale Existenz der „isothermen Zone" in 10 bis 12 km Höhe 245
Karl Kaehler: Über einige Zerstreuungs- und Bodenluftmessungen in Kiel im Herbst 1905 253
J. Hann: Klima von St. Gertrud im Suldental 256
Vereinsnachrichten 262

Kleinere Mitteilungen:

Seite

Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der Passatregion von L. Rotch und L. Teisserenc de Bort 265
J. Hann: Regenfall und Bewölkung in Südafrika 266
Regenfall auf der Insel Ualan, Karolinen 268
J. Maurer: Die Aneroidregistrierung mit der Laufgewichtswage. Mit einer Textfigur 268
T. Okada: Über die Beziehung zwischen Pulsfrequenz und atmosphärischem Druck 270
W. Köppen: Weite Ausdehnung V-förmiger Ausläufer von barometrischen Depressionen. Mit zwei Textfiguren 270
Eine neue Windfahne mit elektrischer Anzeigevorrichtung (D. R. G. M.). Mit zwei Textfiguren 272
Ein neuer Windmesser für direkte Ablesung (D. R. G. M.). Mit zwei Textfiguren 274
A. Woeikof: Der Mai 1906 in Nordeuropa 276
Meteorologische Notizen aus Rußland 277
K. Reimann: Eine seltene Farbenerscheinung 277
J. Hann: Täglicher und jährlicher Gang des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in Südindien 277
J. Hann: Meteorologische Beobachtungen in Brasilien 278
J. Hann: Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius 279

Seite

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Zugspitze im Jahre 1905 280
Temperaturbeobachtungen zu Agaña, Insel Guam, 1902 280
Marc Dechevrens: Über den täglichen Gang des Barometers auf der Insel Jersey, England 281
Periodische Temperaturschwankungen bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen 281
Ein horizontaler Regenbogen 282
J. Hann: Dauer des Sonnenscheins in Padua 282
J. H.: Dauer des Sonnenscheins in Rom 283
J. H.: Dauer des Sonnenscheins in Christiania 283
Regenfall in Nicaragua 284
Mohn: Vierjährige Temperaturbeobachtungen in Bel-Sund, Spitzbergen 284
E. Reimann: Dunstkreis um die Sonne und den Mond 285
Pyrheliometrische Messungen, ausgeführt auf dem Monte Cimone in den Sommern 1902 und 1903 von C. Chistoni 285
Tägliche pyrheliometrische Beobachtungen vom 22. August 1902 bis Ende Juni 1903 in Modena von C. Chistoni 285
Beobachtungen aufsteigender Luftbewegung 286

Literaturbericht:

G. H.: Meteorologische Zeitschrift, Haun-Band 286
Bibliographie 287

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Hegel, Haeckel, Kossuth und das zwölfte Gebot.

Eine kritische Studie. gr. 8. geh. Preis 1,60 Mark.

In dieser kleinen Schrift behandelt der Autor die gegenwärtig höchst aktuelle, man kann wohl sagen, brennende Frage der Annäherung zwischen Philosophie und Naturwissenschaft. Er sucht nach den Gründen der bisherigen, fast völligen Resultatlosigkeit dieser Annäherung und weist auf den Hauptgrund, ohne ein Blatt vor den Mund zu nehmen, mit schonungsloser Ehrlichkeit und vollkommener Unparteilichkeit. Eine streng wissenschaftliche kritische Untersuchung alles dessen, was sich in Haeckels „Welträtseln" Physikalisches vorfindet, bildet den größeren Teil des Inhalts. Besonders ausführlich wird das Substanzgesetz besprochen, das von Haeckel selbst als der „sichere Leitstern" proklamiert wird, welcher die „monistische Philosophie durch das gewaltige Labyrinth der Welträtsel zu deren Lösung führt". Diese Untersuchung dürfte wohl in hohem Grade das Interesse der zahllosen Anhänger und Verehrer Haeckels erregen.

Das Büchlein ist in durchaus populärer Form geschrieben und wendet sich daher an den großen Kreis der Gebildeten, die ein Interesse haben an den Fragen, welche sich gegenwärtig an eine der wichtigsten und interessantesten Geistesbewegungen knüpfen.

Das Büchlein dürfte aber speziell in gleichem Maße für Naturforscher wie für Philosophen nützlich sein, da es beide Lager in gleichem Maße verantwortlich macht für die erwähnte Resultatlosigkeit der zwischen ihnen versuchten Annäherung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Lehrbuch der Physik.

I. Band. Einleitung — Mechanik — Einige Meßinstrumente und Meßmethoden — Die Lehre von den Gasen, Flüssigkeiten und festen Körpern. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 412 eingedruckten Abbildungen. 1902. (XX u. 792 S.) gr. 8°. Preis 12 Mark, gebunden in Hlbfrz. 14 Mark.

II. Band. Lehre vom Schall (Akustik) — Lehre von der strahlenden Energie. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 658 Abbild. und 3 Stereoskopbildern. 1904. (XXII u. 1056 S.) gr. 8°. Preis 18 Mark, gebunden in Hlbfrz. 20 Mark.

III. Band. Die Lehre von der Wärme. Übersetzt von E. Berg. Mit 259 eingedruckten Abbildungen. 1905. (XI u. 988 S.) gr. 8°. Preis 16 Mark, gebunden in Hlbfrz. 18 Mark.

Ein vierter Band (Schluß des Werkes) befindet sich in Vorbereitung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 6.

HARVARD COLLEGE LIBRARY
JUL 11 1906
CAMBRIDGE, MASS.

Über die Änderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse.

Von Max Margules.

1. Aus den Beobachtungen der Bergstationen war bekannt, daß die Temperaturgradienten zwischen 2000 und 3000 m in warmen Hochdruckgebieten nie dem Betrage von 1°/100 m nahekommen; zumeist findet man 0.3 bis 0.5°/100 m, wenn man die Mittagstemperaturen ausschließt, die auf Gipfeln von 2000 m beträchtlich höher sind als in freier Luft. Als ich vor einigen Jahren Helm Claytons[1]) Bericht las über die Ergebnisse der Drachenaufstiege auf Blue Hill, ist mir Typus 6 seiner Temperaturdiagramme aufgefallen: eine fast isotherme Schicht zwischen 500 und 1400 m, die er zuweilen in Hochdruckgebieten trifft. Seither ist diese Erscheinung und Temperaturinversion selbst in größeren Höhen bei zahlreichen Ballonfahrten notiert worden. Berson[2]) nimmt an, daß Vermischung eines oberen warmen Stromes mit einer kälteren Masse stattfindet. Auch Clayton dachte an Mischung und Strahlung, hielt es aber für nicht wahrscheinlich, daß man damit auskommt.

Bei einer Rechnung, die auf ein anderes Problem gerichtet ist, habe ich etwas bemerkt, was mit den kleinen Gradienten und den abnormen Schichtungen zusammenhängen mag. Das vertikale Temperaturgefälle einer Luftmasse, deren Anfangszustand stabil war, wird kleiner, kann auch die Richtung wechseln mit adiabatischer Zustandsänderung aller Teile, wenn die Masse sich ausbreitet oder unter höheren Druck kommt. Obgleich man annehmen darf, daß manche Inversion in hohen Lagen auf die Art zustande kommt, wie Berson vermutet, wird man oft, wo Inversion oder angenähert Isothermie in Schichten von vielen Hektometern erscheint bei schwachem Wind, vorziehen, das Entstehen dieser Erscheinungen einer isentropischen Lagenänderung zuzuschreiben. Das gleiche gilt von den kleinen Temperaturgradienten (in 1 bis 4 km) der Hochdruckgebiete, die man schon an den Bergstationen bemerkt und in den Aufzeichnungen der Ballonfahrten wiedergefunden hat[3]).

2. Aus einer ruhenden trockenen Luftmasse greife ich eine dünne horizontale Schicht, Höhe dz, Grundfläche B, heraus; in ihr sind p, T, μ Druck, absolute Temperatur und Dichte; das vertikale Temperaturgefälle an jener Stelle $-dT/dz$.

Die Schichtung ist stabil angenommen; nach einer adiabatischen Lagenänderung bleibt die Schichtenfolge ungeändert. In der neuen Ruhelage gelten für den betrachteten Massenteil die Werte

$$dz', B'; \qquad p', T', \mu'; \qquad -dT'/dz'.$$

Eine Reihe von Beziehungen zwischen diesen und den Werten des Anfangszustandes erhält man aus den Bedingungen der Aufgabe: Die Masse der Schicht ist in beiden Lagen dieselbe, die Zustandsänderung isentropisch, die Luft in Ruhe.

[1]) Annals Harvard College 42 (1), 117, 118. Cambridge 1897.
[2]) Assmann und Berson, Wissensch. Luftfahrten 3, 127. Braunschweig 1900.
[3]) Hann, Wiener Sitzungsber. 113 IIa, 591 ff. Mittel aus allen Beobachtungen.

Digitized by Google

$$B'\mu'\,dz' = B\mu\,dz \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

$$\frac{T'}{T} = \left(\frac{p'}{p}\right)^{\varkappa}, \quad \frac{\mu'}{\mu} = \left(\frac{p'}{p}\right)^{1-\varkappa} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

$$-\frac{1}{p}\frac{dp}{dz} = \frac{g}{RT}, \quad -\frac{1}{p'}\frac{dp'}{dz'} = \frac{g}{RT'}; \quad -\frac{dp'}{\mu' dz'} = g \quad \ldots\ldots \quad (3)$$

[$\varkappa = R/C_p$, R die Konstante der Zustandsgleichung $p = RT\mu$; C_p spez. Wärme bei konstantem Druck; g Schwerebeschleunigung.]

Ist T eine stetige Funktion von z, so wird auch T' eine solche von z'. Wegen der ungeänderten Schichtenfolge ist bei gegebener Begrenzung die Höhe z' jedes Massenteiles in der neuen Lage als Funktion des z der Anfangslage bestimmt, abgesehen von einer additiven Konstanten, die wir nicht kennen müssen.

$$\frac{dT'}{dz'} = \frac{dT'}{dz}\frac{dz}{dz'} = \frac{B'\mu'}{B\mu}\frac{dT'}{dz}.$$

T' aus (2) eingesetzt und die Differentiation ausgeführt, erhält man mit Benutzung von (3)

$$\frac{dT'}{dz'} = \frac{B'}{B}\left\{\frac{p'}{p}\left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{C_p}\right) + \frac{\varkappa T}{p}\frac{dp'}{dz}\right\};$$

aus der Zustandsgleichung, aus (1) und der letzten (3)

$$\frac{\varkappa T}{p}\frac{dp'}{dz} = \frac{1}{C_p}\frac{dp'}{\mu dz} = \frac{1}{C_p}\frac{B}{B'}\frac{dp'}{\mu' dz'} = -\frac{g}{C_p}\cdot\frac{B}{B'},$$

damit

$$\frac{dT'}{dz'} = \frac{B'p'}{Bp}\left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{C_p}\right) - \frac{g}{C_p} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (4)$$

Wir wollen Meter und Centigrad als Einheiten wählen und folgende Zeichen einführen:

$$a = -\frac{dT}{dz}, \quad a' = -\frac{dT'}{dz'}, \quad A = \frac{g}{C_p}.$$

Dann ist a der Temperaturgradient des Anfangszustandes an der Stelle z (Temperaturdifferenz für 1 m Höhe bei konstantem Gefälle), a' im Endzustand an der zugeordneten Stelle z' und A der Gradient einer Säule von indifferentem Zustand

$$\frac{A - a'}{B'p'} = \frac{A - a}{Bp} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4^*)$$

Stabiler Zustand, $a < A$, kann durch adiabatische Druckänderung dem indifferenten näher kommen für

$$B'p' < Bp, \qquad A > a' > a$$

oder er kann in einen noch stabileren übergehen für

$$B'p' > Bp, \qquad a' < a.$$

Kompression und Ausbreitung der Masse wirken in gleichem Sinne. Einige Beispiele zeigen, daß die Änderung des Temperaturgradienten durch adiabatische Lagenänderung sehr groß werden kann. Negatives a' gilt für Inversion; A ist mit dem gebräuchlichen Näherungswert eingesetzt.

$A \doteq 1°/100$ m.

	$\frac{B'p'}{Bp}$ =	2	3	½	⅛	
$a = 0.8°/100$ m	a' =	0.6	0.4	0.9	0.93	C°/100 m
$a = 0.6°/100$ m	a' =	0.2	−0.2	0.8	0.87	C°/100 m

3. Wenn eine Luftmasse mit anfangs konstantem Temperaturgradienten ($a < A$) unter hohen Druck kommt oder sich ausbreitet, so sind die Änderungen des Ge-

Digitized by Google

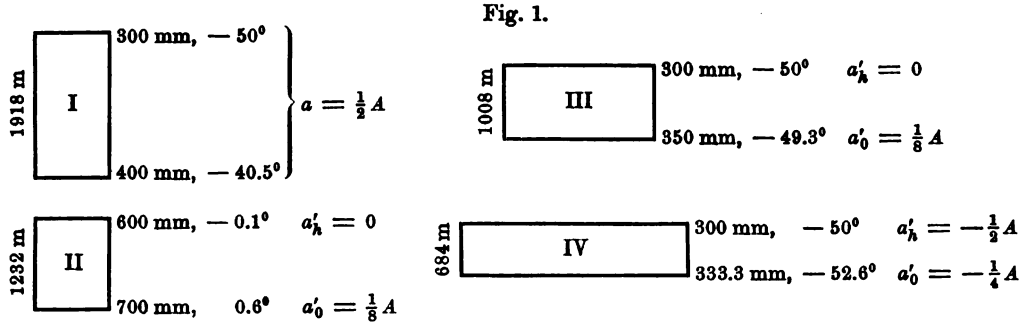
fälles für die einzelnen Schichten ungleich. Der Temperaturunterschied zwischen der höchsten und tiefsten Schicht nimmt in stärkerem Maße ab als die Höhe der ganzen Säule. Das soll an einigen Beispielen für Kompression und Ausbreitung gesondert anschaulich werden (Fig. 1). [Man kann auch (II), (III) oder (IV) als Anfangszustand und (I) als Endzustand nehmen. Dann gelten die Beispiele für Expansion oder Einengung.]

I. Anfangszustand: Gegeben $p_h = 300$, $p_0 = 400$ mm Hg. $T_h = 223^0$, $a = {}^1/_2 A$.

Damit berechnet man $T_0 = T_h\left(\frac{p_0}{p_h}\right)^{Ra/g} = T_h\left(\frac{p_0}{p_h}\right)^{\varkappa/2} = 232.525^0$.

Ferner $h = \frac{T_0 - T_h}{a} = 1917.7$ m. In dieser Rechnung sind folgende Werte benutzt: $\varkappa = \frac{0.41}{1.41}$, $A = 0.009\,934\,23$ C^0/m.

Fig. 1.



II. Die Luftsäule kommt bei gleichem Querschnitt mit dem oberen Rande unter den Druck 600 mm Hg, demnach $p'_0 = 700$. Aus der Gleichung (2)

$$T'_h = T_h\left(\frac{600}{300}\right)^{\varkappa} = 272.896^0, \quad T'_0 = T_0\left(\frac{700}{400}\right)^{\varkappa} = 273.614^0,$$

a'_h und a'_0 aus (4*), endlich $h' = 1232$ m näherungsweise gerechnet wie für die Säule konstanter Temperatur ${}^1/_2(T_0 + T_h)$.

III. Die Säule erhält den doppelten Querschnitt, während der Druck am oberen Rande gleich bleibt; $p'_0 = 350$ mm Hg. Die Rechnung ähnlich wie in (II). Oben bedingt die Ausbreitung allein die Verminderung des Gradienten, unten wirkt ihr die Expansion entgegen.

IV. Die Säule breitet sich zum dreifachen Querschnitt aus; $p'_h = p_h = 300$; $p'_0 = 333.33$ mm Hg; am oberen Rande Temperatur — 50° ungeändert, am unteren sinkt sie durch Expansion zu — 52.6; man sieht in diesem Falle schon eine beträchtliche Temperaturumkehr durch Ausbreitung der Masse.

4. Bei Anwendung der Gleichung (4*) auf atmosphärische Vorgänge wird man zunächst prüfen, ob die Voraussetzungen der Rechnung erfüllt sind. Man hat da nie ganz trockene Luft; für dampfhaltige gilt die Gleichung noch mit genügender Annäherung, wenn keine Kondensation eintritt, im allgemeinen bei sinkender Luftbewegung. Bei Kondensation darf man die Gleichung (2) nicht anwenden, und die Schichtenfolge bleibt nicht erhalten.

Das letzte wird nie vollkommen gelten; bei allen Massenverschiebungen mischen sich die Schichten, dadurch nähert sich der Temperaturgradient des Endzustandes dem Grenzwert stabiler Schichtung desto mehr, je turbulenter die Bewegung war. In schwacher Luftströmung kann die Vermischung den Effekt der Druckzunahme und Ausbreitung nur wenig abschwächen, Wirkungen entgegengesetzter Art ein wenig verstärken.

Digitized by Google

Die beste Anwendung findet danach Gleichung (4*) auf Vorgänge in warmen Hochdruckgebieten (Hanns Barometermaxima). Heiterer Himmel und geringe relative Feuchtigkeit gelten als Merkmale sinkender Luft; der Wind ist schwach; in den unteren Lagen fließt die Luft allseits aus. Kompression und Ausbreitung wirken zusammen, den Temperaturgradienten der unteren Schichten kleiner zu machen als den der höheren. Die Schwierigkeit liegt nur darin, daß man keine bestimmte Vorstellung hat von den Ursachen des Sinkens der warmen Luftmasse.

Ich vermute, daß die Masse des Hochdruckgebietes mindestens auf einer Seite mit einer noch wärmeren zusammenhängt; denke mir einen Vertikalschnitt westöstlich durch das Maximum und seine Nachbargebiete: im Westen die wärmste Masse *A*, in der Mitte *B*, im Osten eine viel kältere Masse *C*. Ich nehme an, zwischen *B* und *C* erhält sich ein Streifen stetigen Temperaturabfalls durch Mischung, und es besteht dort ein Zustand ähnlich dem dynamischen Gleichgewicht[1]). *A* und *B* reagieren miteinander nach dem Schema, das in der Abhandlung über die Energie der Stürme[2]) Fig. 4 gezeichnet ist. Damit ist Einströmung von *A* nach *B* in den höchsten Lagen, Sinken mittlerer in *B* und Ausbreitung der unteren Schicht von *B* verbunden. Der Vorgang dauert so lange, als der Druck unten in *B* höher ist als im gleichen Niveau von *A*, oben in *A* höher als in *B*. Die Ausgleichung geschieht sehr langsam, wenn der ganze Vorrat potentieller Energie im System klein ist; so darf man es erwarten, da (auf trockene Luft bezogen) nur kleine Teile von *A* bzw. *B* Entropiewerte haben, die in allen Schichten des anderen Gebietes nicht vorkommen.

Ich wage nur zaghaft diesen Versuch, das Sinken der Luftmassen im warmen Hochdruckgebiet begreiflich zu machen. Er widerspricht, soviel ich weiß, keiner bekannten Erfahrung. Angenommen, das Schema ist in großen Zügen richtig, dann hat man mit Hilfe der Rechnung eine plausible Erklärung der kleinen Temperaturgradienten in 1 bis 4 km des Hochdruckgebietes, auch des gelegentlichen Vorkommens isothermer und invertierter Schichten.

Die vertikalen Verschiebungen der einzelnen Massenteile betragen vielleicht nur 1 oder 2 km. Die Erscheinungen in den unteren Lagen entstehen zum Teil durch Kompression, größtenteils durch Ausbreitung. Man braucht zur Erklärung der hohen Bergtemperaturen keine große dynamische Erwärmung anzunehmen, wenn schon Luft von hoher Temperatur horizontal zugeflossen ist.

Die kleine oben ausgeführte Rechnung möchte ich nicht mit der zweifelreichen Anwendung konfundiert wissen. Jene ist überall brauchbar, wo man die Lagenänderung einer Luftmasse kennt und die Änderung des Temperaturgradienten berechnen will. In umgekehrter Richtung kann man keine eindeutige Folgerung ableiten.

Wien, April 1906.

---

[1]) Man vgl. Hann-Band der Meteor. Zeitschr., S. 248.
[2]) Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie 1903, S. 18. (Wien 1905.)

Digitized by Google

Über die reale Existenz der „isothermen Zone“ in 10 bis 12 km Höhe.

Von Dr. Raimund Nimführ.

Eines der interessantesten Ergebnisse der internationalen Ballons-sondes-Fahrten ist die Entdeckung der sogenannten „isothermen Zone“ in 10 bis 12 km Höhe, auf deren Existenz zuerst L. Teisserenc de Bort[1]) hinwies. Nahezu gleichzeitig veröffentlichte Herr Prof. Dr. Assmann[2]) die Ergebnisse von sechs, mit Gummiballons in Berlin durchgeführten Ballon-sondes-Fahrten, aus denen er ebenfalls „die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km“ deduzierte.

Unbezweifelbare Beweise für die tatsächliche Realität dieser „isothermen Zone“ sind jedoch bisher von keiner Seite erbracht worden. Man kann immer noch den Einwand erheben: Die in rund 10 km Höhe auftretende Isothermie bzw. Umkehr wird wohl ganz oder vielleicht doch größtenteils als Strahlungseffekt anzusehen sein, resultierend aus der mit zunehmender Höhe sinkenden Ventilationsgröße[3]).

L. Teisserenc de Bort verwendet zu seinen Aufstiegen durchweg Papierballons; diese haben meist einen Inhalt von 113 cbm und werden mit Wasserstoffgas gefüllt. Infolge des Gasverlustes durch die Expansion des Füllgases und dessen Verschlechterung durch die Diffusion nimmt der Auftrieb mit der Höhe stetig ab. Die Ballons erreichen deshalb allmählich eine Gleichgewichtslage und der Einfluß der Strahlung kommt immer mehr zur Wirkung. Es ist nun bemerkenswert, daß gerade die kritische Höhe von 11 bis 12 km gleichzeitig die mittlere Maximalhöhe der Papierballons darstellt, wie aus nachstehender von L. Teisserenc de Bort[4]) gegebenen statistischen Zusammenstellung erhellt.

Maximalhöhe (km)	Zahl der Aufstiege	Prozente der Gesamtsumme	Maximalhöhe (km)	Zahl der Aufstiege	Prozente der Gesamtsumme
10	579	71	14	165	23
11	525	64	15	38	5
12	466	57	16	10	1.3
13	334	41	17	1	0.1

Man erkennt, daß bei mehr als der Hälfte der Gesamtzahl aller Aufstiege die kritische Höhe von 11 bis 12 km zusammenfällt mit der Maximalhöhe des Ballons. Bei allen diesen Fahrten ist also ein Strahlungseinfluß nicht ausgeschlossen. Nur wenn zur Zeit, als jeder Ballon seine maximale Höhe erreichte, für diesen Punkt die

---

[1]) L. Teissserenc de Bort: Variations de la température de l'air libre dans la zone comprise entre 8 km et 13 km d'altitude. (Compt. rend. 1, 987, 28. April 1902.)

[2]) R. Assmann: Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km. (Sitzungsberichte der Königlich preußischen Akademie zu Berlin 1. Mai 1902, S. 495.)

[3]) Dies gilt auch von der Fahrt vom 9. Februar 1905 in Straßburg, deren sehr interessante Ergebnisse von Herrn Prof. Dr. Hergesell im Heft 3 der „Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre“, S. 143 bis 146 eingehend diskutiert wurden. Diese Fahrt ist namentlich aus dem Grunde wertvoll, weil es gelang, den Ballon bis zum Landungspunkte mittels eines von Herrn Dr. de Quervain eigens für diesen Zweck konstruierten Theodoliten zu verfolgen und dadurch die Flugbahn zu bestimmen. Diese Visierungen haben nun das sehr bemerkenswerte Resultat ergeben, daß an der Grenze der „isothermen Zone“ ein Wechsel der Windrichtung eintrat. Die Windrichtung drehte sich beim Aufstieg ziemlich rasch von NO über N nach NW und ging beim Abstieg wieder zurück nach NO bzw. O. Diese Beobachtung läßt auch die große Wichtigkeit der Visierung von Ballons-sondes erkennen; denn nur eine größere Anzahl derartiger Visierungen kann ergeben, ob und welche Beziehung zwischen dem Auftreten einer Isothermie bzw. Inversion über 10 km und der gleichzeitigen Änderung der Strömungsrichtung der Atmosphäre besteht.

[4]) L. Teisserenc de Bort: Rapport sur les travaux de sondages aériens exécutés par l'observatoire de météorologie dynamique (Bericht des Internationalen meteorologischen Komitees, Versammlung zu Southport, S. 28).

Digitized by Google

Sonne noch nicht über dem Horizonte stand, wird man mit Sicherheit annehmen dürfen, daß die beobachteten Temperaturen in keiner Weise durch Strahlung gefälscht sein können. Wie groß der Einfluß der mittleren Maximalhöhe der verwendeten Ballontype auf die Realität der gefundenen Temperaturwerte ist, erhellt am besten aus nachstehender kleiner Tabelle, welche ich aus der Publikation von Teisserenc de Bort über die Ergebnisse der Arbeiten in Hald[1]) zusammengestellt habe.

Ballons-sondes-Aufstiege in Hald 1902 bis 1903.

Papierballons mit Leuchtgasfüllung.

Maximalhöhe (km)	Zahl der Aufstiege	Fahrten mit Strahlungseinfluß in der maximalen Höhe	Prozente der Fahrten mit Strahlungseinfluß von der Gesamtzahl
5	35	2	6
6	24	3	12
7	11	4	36
8	4	3	75

Bei drei Fahrten von den vier, die über 8000 m reichten, findet man neben den Temperaturangaben in der Umgebung der Maximalhöhe die Bemerkung: „Température faussée par l'insolation". Wäre es hier nicht so augenscheinlich, daß die beobachtete rasche Abnahme bzw. Umkehr des Temperaturgefälles in 8 km Höhe nur auf Rechnung der Strahlung zu setzen ist, so müßte man als untere Grenze der isothermen Zone schon die Höhe von 8 km gelten lassen. Mit der Verringerung der mittleren maximalen Steighöhe der verwendeten Ballons könnte man so den Fußpunkt der „isothermen Zone" auch immer tiefer rücken.

Die Papierballons leiden, wie aus den vorausgehenden Ausführungen erhellt, an dem schweren Übelstande, daß sie in der Nähe der Maximalhöhe allmählich einen Gleichgewichtszustand erreichen, wodurch die Ventilation stetig kleiner wird und die Temperaturangaben in meist nicht näher bestimmbarem Grade durch die Sonnenstrahlung gefälscht werden. Diesen Nachteil der Papierballons vermeinte Herr Prof. Assmann dadurch umgehen zu können, daß er an Stelle der unausdehnsamen Papierhülle eine hochelastische Haut aus Paragummi verwendete. Die Assmannschen Gummiballons werden mit Ausnahme von Trappes und Itteville[2]) jetzt an allen Instituten, welche an den internationalen Aufstiegen teilnehmen, fast ausschließlich verwendet. Der Gummiballon wird mit geschlossenem Füllansatz aufgelassen; sein Volumen wächst deshalb im selben Maße, als die Luftdichte abnimmt. Der Ballon steigt mit konstantem Auftrieb, bis er platzt. Die Steiggeschwindigkeit nimmt mit zunehmender Höhe langsam zu, und zwar nach dem von Herrn Prof. Hergesell[3]) aufgestellten Gesetze proportional der sechsten Wurzel aus der Luftdichte. Ist die Anfangssteiggeschwindigkeit z. B. 4 m/sec, so wächst sie theoretisch in 12000 m auf 5 m/sec und in 20000 m auf 6 m/sec. In 20000 m Höhe beträgt die Luftdichte nur mehr 0.1. Um also auch für diese Höhe noch den kritischen Wert der Ventilationsgröße, welcher nach Hergesell ungefähr gleich 1 zu setzen ist, zu erreichen, muß die Steiggeschwindigkeit 10 m/sec betragen; dies erfordert eine Anfangsgeschwindigkeit von 5 m/sec, welche unschwer erreicht werden kann. Sowohl die Straßburger wie auch die Wiener Aufstiege geben eine mittlere Anfangssteiggeschwindigkeit von rund 5 m/sec. Man sollte meinen, daß damit auch die Bedingung

[1]) Travaux de la station Franco-Scandinave de sondages aériens à Hald 1902—1903. Viborg 1904.

[2]) Seit Mai 1904 werden auch von L. Teisserenc de Bort in Itteville gelegentlich Gummiballons aufgelassen.

[3]) H. Hergesell: Über das Aufsteigen von geschlossenen Gummiballons (Ill. Aëronaut. Mitteilg. 1903, S. 163).

Digitized by Google

für die Erzeugung einer genügenden Ventilation erfüllt wäre. Die Erfahrung zeigt aber leider, daß die Voraussetzung, unter der das Hergesellsche Gesetz abgeleitet ist, nämlich daß der Gasverlust durch Diffusion vernachlässigt werden kann, der Ballon also mit konstantem Auftrieb steigt, praktisch nicht zutrifft. Die Steiggeschwindigkeit nimmt nämlich erfahrungsgemäß mit der Höhe meist nicht zu, sondern vielmehr ab, wie aus nachfolgender Zusammenstellung deutlich erhellt.

Straßburg. Mittlere Steiggeschwindigkeit der Gummiballons für Ballons-sondes nach Kilometerstufen.

Höhe, km . . .	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
5. III. 1903 . .	4.9	5.2	5.2	4.9	5.8	5.5	5.7	6.3	5.1	4.7	5.3	5.1	3.8	3.4	2.9	—
2. IV. „ . .	5.9	5.9	5.9	5.8	5.8	5.9	6.0	6.2	6.3	6.4	6.2	6.0	5.8	5.6	5.4	3.8
7. V. „ . .	4.9	4.4	4.5	3.6	3.0	3.2	2.6	2.2	1.6	1.3	—	—	—	—	—	—
2. VII. „ . .	4.6	4.6	4.7	5.2	4.1	5.2	5.2	4.7	4.6	4.3	2.9	—	—	—	—	—
6. VIII. „ . .	4.2	4.2	4.0	3.2	2.6	2.4	2.6	2.7	2.8	2.5	2.3	2.6	—	—	—	—
3. IX. „ . .	4.1	4.0	4.0	3.8	3.7	3.9	4.0	3.8	3.4	3.2	2.8	—	—	—	—	—
1. X. „ . .	5.2	5.2	5.4	5.6	5.5	5.3	5.4	5.5	5.2	5.0	4.1	—	—	—	—	—
6. XI. „ . .	4.5	4.2	5.0	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1	5.0	4.8	—	—	—	—	—	—
Mittel	4.8	4.7	4.8	4.6	4.4	4.6	4.6	4.6	4.2	4.0	(3.4)	—	—	—	—	—

Auch bei der sorgsamsten Ausführung zeigt die Haut der Gummiballons zahlreiche porenförmige Öffnungen, welche oft nur bei stärkerem Aufblasen des Ballons sichtbar werden und meist erst durch die Ausdehnung der Gummihaut sich bilden. Diese Poren rühren von den unvermeidlichen Verunreinigungen des Gummi durch Sandkörnchen u. dgl. her, welche bei der Ausdehnung der Haut herausfallen. Die Zahl dieser Poren ist manchmal erschreckend groß. Auch bei ganz neuen Ballons habe ich oft über hundert Poren gefunden. Das Aufsuchen und die doppelte Sicherung dieser Poren ist freilich eine harte Geduldprobe! Man darf aus der Zahl der Poren nicht etwa den Schluß ziehen, daß das Gummimaterial von minderwertiger Qualität wäre. Auch der beste Gummistoff ist nicht völlig homogen und weist stets zahlreiche Poren auf, die freilich meist erst bei starkem Aufblasen sichtbar werden. Diese Inhomogenität des Stoffes ist eine der Schattenseiten der Gummiballons, sie verhindert oft, daß die trefflichen Eigenschaften derselben voll und ganz zur Geltung kommen können und daß auch bei Aufstiegen mit Gummiballons der Einfluß der Strahlung sich nicht völlig eliminieren läßt.

Ich will aus der Zahl der in Wien an der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ausgeführten Fahrten bloß zwei Beispiele anführen, um zu zeigen, daß auch bei der Verwendung von Gummiballons die Strahlungseinflüsse außerordentlich hohe Werte annehmen können und daß dieselben selbst dann auftreten, wenn ein Ballon ganz sicher geplatzt ist.

Am 6. Oktober 1904 wurde in 11360 m eine Temperatur von —57.5° (Bimetall-) bezw. —59.2° (Rohrthermometer) registriert; die Ventilationsgröße betrug in dieser Höhe 0.8. In 12520 m waren die aufgezeichneten Temperaturen: —45.3° (Bimetall-) und —49.0° (Rohrthermometer); die Ventilation war auf 0.2 gesunken. Die Ballons sind nicht geplatzt; sie wiesen bloß mehrere kleine porenförmige Öffnungen auf. Der Instrumentenkorb war mit einem doppelten Strahlungsschutz aus hochglänzendem Nickelpapier versehen.

Fahrt vom 7. Juni 1905. Temperatur in 9750 m —50.0°, in 10993 m —37.0°. Die Ballons schwimmen etwa 1 Minute in der Maximalhöhe. Die Temperatur nimmt beim Fallen außerordentlich rasch zu. Ein Ballon ist bestimmt geplatzt[1]).

[1]) Die voranstehenden Daten sind entnommen den „Monatlichen Mitteilungen der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik", Oktober 1904 und Juni 1905.

Digitized by Google

Die gleichen Erfahrungen wurden auch in Straßburg gemacht. Auch hier fand man, daß die Ventilation der Gummiballons nicht selten schon weit unterhalb der Maximalhöhe völlig ungenügend wird[1]). Ich meine deshalb, daß die von Herrn Prof. Assmann in der vorausgehend zitierten Mitteilung an die preußische Akademie veröffentlichten Daten noch keineswegs als sicherer Beweis für die tatsächliche „Existenz eines wärmeren Luftstromes in 10 bis 15 km Höhe" angesehen werden dürfen. Herr Prof. Assmann stützt sich auf die Ergebnisse von sechs Ballonsondes-Fahrten in Berlin, bei denen durchgehend Gummiballons in Verwendung kamen.

Den vorausgehenden Ausführungen zufolge ist jedoch auch bei der Anwendung eines Gummiballons, selbst wenn dieser bestimmt geplatzt sein sollte, noch nicht mit unbedingter Sicherheit jeder Strahlungseinfluß ausgeschlossen. Es ist vielmehr erst in jedem konkreten Falle der Nachweis zu liefern, daß die gefundenen Temperaturwerte in der Tat als strahlungsfrei angesehen werden können. Dieser Nachweis kann aber für die von Herrn Prof. Assmann zusammengestellten sechs Fahrten mit Sicherheit nicht erbracht werden, da die Apparate mit keinem Zeitmesser ausgestattet waren und man deshalb nicht imstande ist, die Ventilationsgrößen zu berechnen und deren Änderung mit der Höhe zu verfolgen.

Solange wir also nicht durch Vervollkommnung der Technik der Aufstiege und Verbesserung der Instrumente jeglichen Strahlungseinfluß a priori mit Sicherheit eliminieren können oder doch wenigstens im Besitze eines untrüglichen Kriteriums sind, das gestattet, die Größe des Strahlungseinflusses in jedem konkreten Falle mit praktisch genügender Genauigkeit zu berechnen, wird man einzig und allein jene Fahrten als Beweismaterial für die angebliche Existenz einer „isothermen Zone" bzw. eines „wärmeren Luftstromes in 10 bis 15 km Höhe" ansehen dürfen, bei denen mit unbezweifelbarer Sicherheit jeder Strahlungseinfluß ausgeschlossen sein muß. Dies wird gewiß der Fall sein bei jenen Fahrten, bei denen das Instrument die größte Höhe erreichte, noch ehe für dieses Niveau die Sonne aufgegangen war. Durch diese Beschränkung schmilzt freilich das Material außerordentlich zusammen; es bleiben bloß zehn Fahrten übrig, die alle von M. Teisserenc de Bort in Trappes bzw. Itteville ausgeführt wurden. Bei den ausgewählten Fahrten ging die Sonne meist erst eine halbe Stunde für das Niveau der Maximalhöhe auf, nachdem der Ballon dieselbe erreicht hatte. Ein Einfluß der Sonnenstrahlung ist deshalb mit unbedingter Sicherheit ausgeschlossen. Das Gewicht der aus diesen Fahrten gezogenen Schlüsse wird dadurch noch wesentlich erhöht, daß stets zwei Instrumente gleichzeitig in Verwendung kamen, und zwar ein großes und ein kleines Modell des Barothermographen von Teisserenc de Bort mit Bimetallthermographen.

In nachstehender Tabelle sind zunächst die Gradient- und die Temperaturmittel für beide Apparattypen nach Kilometerstufen zusammengestellt.

---

[1]) Bei der Fahrt vom 5. August 1904 wurden in Straßburg in 15000 m —64.6° (Hergesell-Thermometer) registriert und in 18200 m —35.8°. Schon in 14000 m Höhe sank die Ventilation auf 0.8. Neben der Höhenangabe 18200 m steht die Bemerkung „Ballon platzt". Obwohl also der Ballon geplatzt ist, zeigt sich doch schon von 14000 m an ein Strahlungseinfluß, der die Temperatur in der Maximalhöhe um mehr als 30° fälscht. — Wie groß der Strahlungseinfluß in extremen Fällen werden kann, wenn der Ballon nicht platzt, zeigen folgende Beispiele: Am 3. Juni 1904 zeigte ein in Pawlowsk aufgelassener Gummiballon in 10570 m —55.5°; in der Maximalhöhe von 17000 m war die Temperatur auf —18,6 (gleich der Temperatur in 5000 m) gestiegen. Am 7. Juli 1904 wurden in Pawlowsk in 8710 m —47.9° registriert; in 14910 m war die Temperatur bis auf —5.9° gestiegen (gleich der Temperatur in 2500 m). Vgl. Veröffentlichung. d. internat. Kommission für wissensch. Luftschiffahrt, herausgegeben von Prof. Hergesell, 1904.

Digitized by Google

Gradienten von zehn strahlungsfreien Fahrten. Ausgeführt von Teisserenc de Bort in Trappes.

Datum der Fahrt	Zeit i. d. Max.-Höhe	⊙-Aufg. i. d. Max.-Höhe	Höhe 1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12 -13
			Gradient											
9. I. 1902.	6.3h	7.3h	+0.04	0.46	0.66	0.58	0.63	0.74	0.74	0.71	0.78	0.49	0.52	0.02
19. IV. 1901.	4.0	4.5	.56	.17	.47	.59	.51	.57	.91	.87	.67	.59	+.02	.01
13. VI. 1901.	2.9	3.5	.53	.30	.40	.50	.66	.66	.66	.69	.81	.68	.08	—
4. VII. 1901.	2.9	3.5	.59	.50	.58	.57	.68	.81	.72	.91	.80	+.16	+.33	.08
1. VIII. 1901.	4.6	4.1	.40	.60	.50	.47	.52	.61	.70	.99	.89	.64	+.04	—
4. IX. 1902.	4.3	4.4	.58	.42	.66	.50	.61	.82	.80	.78	.68	.52	.16	+.11
5. IX. 1901.	4.3	4.8	.50	.18	.39	.55	.58	.70	.74	1.14	.69	.58	.10	—
3. X. 1901.	4.9	5.5	.64	.33	.54	.63	.79	.70	.88	.63	.30	.25	.17	.36
7. XI. 1901.	5.6	6.3	.44	.56	.46	.65	.66	.74	.83	.82	.61	.57	.09	—
5. XII. 1901.	5.8	7.0	.06	.42	.57	.51	.62	.72	.80	.77	.76	.80	.71	.34
Mittel des großen Modells . .			.42	.40	.53	.56	.62	.69	.77	.85	.69	.53	.20	(.11)
Mittel des kleinen Modells . .			.44	.39	.52	.55	.63	.71	.79	.82	.71	.45	.09	(.12)
Mittel aus beiden Reihen . .			.43	.39	.52	.55	.62	.70	.78	.83	.70	.49	.14	(.11)
Höhe, km			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mitteltemper. n. d. gr. Modell			+6.7	+2.6	—1.3	—6.6	—12.2	—18.5	—25.4	—33.1	—41.5	—48.5	—53.8	—54.8
Mitteltemper. n. d. kl. Modell			+6.5	+2.4	—1.5	—6.8	—12.3	—18.4	—25.4	—33.4	—41.5	—48.9	—53.4	—55.3
Mittl. Temper. a. beid. Reih.			+6.6	+2.5	—1.4	—6.7	—12.2	—18.4	—25.4	—33.3	—41.5	—48.7	—53.6	—55.5

Der Gradient zeigt den bekannten charakteristischen Gang: er nimmt bis 5 km sehr langsam zu, von da ab wird das Gefälle etwas stärker. Bei 9 km hat sich der Gradient dem adiabatischen Grenzwerte schon ziemlich stark genähert. Nun tritt ein plötzlicher Abfall ein, anfangs langsam, später sehr rasch sinkt der Gradient in 12 km auf —0.20° bzw. —0.09°. Vom 12. bis 13. km beträgt der Gradient im Mittel aus sechs Fahrten bloß —0.11° bzw. —0.12°. Es sei gleich hier auf die geradezu überraschend große Übereinstimmung der bloß aus zehn Fahrten abgeleiteten Gradientenwerte mit den von L. Teisserenc de Bort aus 581 Aufstiegen (bis 10 km) bzw. 141 (bis 12 km) gefundenen Werten[1]) hingewiesen.

Höhe, km	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Gradienten nach 581 (141) Fahrten .	—0.46	0 47	0.54	0.60	0.65	0.71	0.72	0.73	0.58	(0.39)	(0.12)
Gradienten nach 10 Fahrten . . .	—0.42	.40	.53	.56	.62	.69	.77	.85	.69	.53	.20
(Großes und kleines Modell) . . .	—0.44	.39	.52	.55	.63	.71	.79	.82	.71	.45	.09
Mittel aus beiden Reihen	—0.43	.39	.52	.55	.62	.70	.78	.83	.70	.49	.14

Außer Februar, März und Mai sind unter den bearbeiteten Fahrten alle Monate vertreten. Die beobachtete Erscheinung des raschen Abfalles der Gradienten in der kritischen Höhe von 11 km muß deshalb Ursachen allgemeiner Natur ihre Entstehung verdanken, denn sie ist mehr oder minder deutlich in allen Jahreszeiten ausgesprochen. Stellen wir die Karten der Luftdruckverteilung für die in Frage kommenden Tage zusammen, so zeigt sich, daß in allen Fällen Paris (ja meist ganz Frankreich) entweder direkt im Kern eines Hochdruckgebietes oder doch in dessen Wirkungssphäre lag.

Am 9. Januar 1902 finden wir ein Hochdruckgebiet von 775 mm über Südfrankreich, eine Depression von 745 mm liegt bei den Faröern.

Am 19. April 1901 umfaßt ein Hochdruckgebiet von 770 mm ganz Zentraleuropa. Westlich von Schottland und Island und über Finnland sinkt der Druck unter 760 mm.

Am 13. Juni 1901 steht ganz Nordwest- und auch ein Teil von Mitteleuropa unter dem Einflusse einer über der Nordsee liegenden Depression von 740 mm. Vom Golf von Biscaya her rückt Druck über 760 mm heran.

[1]) Vgl. J. Hann: „Über die Temperaturabnahme mit der Höhe bis zu 10 km nach den Ergebnissen der internationalen Ballonaufstiege.“ Sitzungsberichte d. Akademie d. Wissensch. in Wien 1904, S. 590.

Digitized by Google

Am 7. Juli 1901 liegt eine flache Depression von 755 mm über Mittelfrankreich. Im NW von Europa über dem Golf von Biscaya und Spanien steigt der Druck über 765 mm.

Am 1. August 1901 treffen wir wieder ein ausgedehntes Gebiet mit Druck über 760 mm über ganz Zentraleuropa. Von SW her schiebt sich bis nach England und den Kanal hinauf ein keilförmiges Gebiet höheren Druckes (>765 mm) vor.

Am 1. September 1901 liegt Paris auf einem Rücken höheren Druckes zwischen zwei flachen Niederdruckgebieten über der Adria und Italien einerseits und dem Golf von Biscaya andererseits. Hochdruck über 770 mm herrscht über Mittelskandinavien.

Am 3. Oktober 1901 ist die Druckverteilung sehr gleichförmig. Druck über 765 mm lagert über dem Golf von Biscaya und Spanien.

Am 4. September 1902 liegt Paris in der Wirkungssphäre eines Keiles höheren Druckes, der sich von einem Hochdruckgebiet (>770 mm) über Mittelrußland bis über die Alpen erstreckt.

Am 4. November 1901 ist die Druckverteilung ganz ähnlich wie am 4. Juli. Über Frankreich sehen wir eine Zunge hohen Druckes (>770 mm), die sich von einem Hochdruckgebiet über dem Atlantischen Ozean bis zur Adria erstreckt. Ganz N- und NO-Europa steht unter dem Einflusse einer tiefen Depression, deren Minimum über Finnland auf 735 mm sinkt.

Am 5. Dezember 1901 treffen wir endlich nahezu die gleiche Druckverteilung an wie am 9. Januar und am 19. April ein ausgedehntes Hochdruckgebiet (>770 mm) über Mitteleuropa, eine Depression (<750 mm) über den Faröern.

Vorstehende kurze Übersicht läßt erkennen, daß wir es durchweg mit antizyklonalen Luftdruckverteilungen zu tun haben. Paris liegt stets entweder direkt im Kern eines Hochdruckgebietes oder doch in einem Keile hohen Druckes, der von einer in SW- oder O-Europa bestehenden Antizyklone ausgeht. Man wird deshalb den gefundenen Gang der Änderung des Gradienten mit der Höhe zunächst wohl bloß für antizyklonale Wetterlagen als typisch ansehen dürfen.

Als Ergebnis der vorausstehenden Untersuchungen läßt sich sonach der folgende Satz aussprechen:

In Hochdruckgebieten treffen wir in der Höhe von rund 10 km auf eine Diskontinuitätsfläche, von welcher ab eine sehr rasche Abschwächung des Gradienten eintritt; dieselbe führt nicht selten zu einer völligen Isothermie bzw. Umkehr des Gradienten. Die Isothermien und Inversionen können sich auf Höhenstufen von mehreren tausend Metern erstrecken.

Nach L. Teisserenc de Bort soll die isotherme Zone auch über Niederdruckgebieten bestehen, ihr Fußpunkt soll im Mittel schon in 10 km Höhe anzutreffen sein. Da die Fahrten, aus denen dieses Ergebnis abgeleitet wurde, jedoch nicht mit absoluter Sicherheit als völlig strahlungsfrei anzusehen sind, möchte ich es vorläufig noch als offene Frage hinstellen, ob die isotherme Zone auch über der Area von Barometerminimis existiert oder nicht. Die Lösung dieser Frage erscheint mir außerordentlich wichtig, da sie uns vielleicht eine Handhabe liefern dürfte für die Ursachen der Entstehung der bisher so rätselhaften Anomalie der Temperaturschichtung in großen Höhen.

Eine rationelle Erklärung für die Bildung der isothermen Zone liegt bisher nicht vor. Herr Prof. Dr. Assmann weist in seiner vorausgehend zitierten Arbeit

Digitized by Google

bloß darauf hin, daß bei mehreren der von ihm diskutierten Aufstiege das Vorhandensein einer Cirrusdecke in angenähert gleicher Höhe festgestellt werden konnte, und vermutet einen ursächlichen Zusammenhang mit der Diskontinuitätsschicht. L. Teisserenc de Bort stellt die isotherme Zone in Analogie mit den Inversionen der erdnahen Schichten; er sagt darüber in seiner zweiten Mitteilung[1]) an die Akademie folgendes: „Ohne hier in eine unzeitgemäße Diskussion dieses Phänomens einzutreten, möchte ich doch bemerken, daß alles sich so verhält, als ob die Atmosphäre in jenen Höhen einem analogen Regime unterworfen wäre wie in dem der Inversionen, wo die Bewegungen mit vertikaler Komponente von geringer Bedeutung werden, daher die Möglichkeit zu ausgedehnten isothermen Schichten und die Zeichenwechsel in der Temperaturvariation." In einem weiteren Berichte an die Pariser Akademie vom 13. Februar 1905[2]) weist L. Teisserenc de Bort auf Grund einer Reihe von Serienaufstiegen wieder auf die große Ähnlichkeit hin, welche zwischen der Temperaturverteilung in den höchsten Schichten und der erdnahen Zone (2 bis 3 km) besteht. In der Mittelzone (3 bis 10 km) zeigen die Isothermen (dargestellt in der Form von Isoplethen nach Höhe und Zeit) einen mehr oder weniger parallelen Verlauf; Isothermien oder Inversionen treten nicht auf. In der isothermen Region und der bodennahen Zone ist die Temperaturvariation dagegen außerordentlich unregelmäßig. Isothermien und Inversionen sind namentlich in den höchsten Schichten die vorherrschende Temperaturverteilung. L. Teisserenc de Bort glaubt darin eine neue Bestätigung seiner Anschauungen zu sehen, daß „die Zone, in welcher die Temperatur aufhört abzunehmen, die Grenze jener Partie der Atmosphäre darstellt, wo die Bewegungen mit starker vertikaler Komponente auftreten". Diese Erklärung scheint jedoch zum Verständnis der Entstehung der isothermen Zone keineswegs ausreichend zu sein. Da eine Wärmezufuhr vom Erdboden her bzw. von den höheren Schichten bei Ausschließung der vertikalen Konvektionsströmungen nicht erfolgen kann, müßte wegen der ständigen Wärmeausstrahlung die Temperatur der höchsten Schichten ja ununterbrochen sinken. Es müßte deshalb im Mittel die Temperatur in einem Niveau oberhalb der kritischen Schicht notwendig tiefer sein als unterhalb dieser; eine Abschwächung bzw. Umkehr des Gradienten sozusagen als normale Erscheinung wäre in diesem Falle vollkommen ausgeschlossen.

Die große Regelmäßigkeit, mit welcher die in Rede stehende Diskontinuitätsschicht auftritt, macht es von vornherein wahrscheinlich, daß dieselbe in unmittelbarer Beziehung steht zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.

Stellt man sich vor, daß die über 10 km mit einer polwärts gerichteten Komponente von W nach O kreisenden Luftmassen ein Gefälle der Flächen gleichen Druckes von $tang\ \varphi = 0.000175$, das ist von 19.4 m auf 111 km besitzen, so beträgt bei einer horizontalen Strömungsgeschwindigkeit von 20 m/sec die lotrechte Sinkgeschwindigkeit 3.5 mm/sec. Dieses geringe Gefälle würde aber schon hinreichen, um den Temperaturverlust infolge der ständigen Ausstrahlung zu kompensieren[3]). Eine geringe Vergrößerung des Gefälles müßte sogar zu einer Umkehr des Gradienten führen. Bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 50 m/sec braucht das Gefälle nur

[1]) L. Teisserenc de Bort: Sur la decroissance de température avec la hauteur dans la région de Paris d'après 5 années d'observations (Compt. rend., 4. Januar 1904).

[2]) Derselbe: Variation de la température quotidienne dans la haute atmosphère. Compt. rend. 1905, p. 467.

[3]) Vgl. Hann: Lehrbuch, II. Aufl., S. 462.

Digitized by Google

$tang\,\varphi = 0.00006$ zu betragen, um eine Vertikalkomponente von 3.4 mm/sec zu geben; das gäbe ein Gefälle der Flächen gleichen Druckes von 6.6 m auf 111 km. Da die allgemeine Zirkulation eine kontinuierliche Strömung darstellt, würde es auch keiner prinzipiellen Schwierigkeit unterliegen, anzunehmen, daß die höchsten Schichten der Atmosphäre (wenigstens in der Breite von Mitteleuropa) ständig eine lotrecht nach unten gerichtete Bewegungskomponente besitzen. Es muß sich dann notwendig an der Grenzzone der lotrechten Konvektionsströmungen eine Mischungsschicht herausbilden, in welcher das Temperaturgefälle mehr oder minder rasch nach oben hin abnimmt. Ist diese Anschauung über die Entstehung der „isothermen Zone" richtig, dann muß jedenfalls die mittlere Höhe des Fußpunktes der Diskontinuitätsschicht sowie die Intensität der Temperaturumkehr eine Funktion des Erdortes sein, an dem ein Aufstieg stattfindet. Von dem bisher vorliegenden Material darf man teils wegen der im vorausgehenden angegebenen Umstände, teils wegen der zu geringen Distanz der Aufstiegsorte über diesen Punkt freilich keine Aufklärung erhoffen.

Das Phänomen der isothermen Zone zeigt eine bemerkenswerte Analogie mit der sogenannten „Sprungschicht" der tieferen Wasserbecken; man bezeichnet damit bekanntlich jene Tiefenschicht, in welcher eine sprungweise Abnahme des Temperaturgradienten nach abwärts eintritt. Die Sprungschicht fällt zusammen mit der unteren Grenze der vertikalen Konvektionsströmungen. Da das Charakteristische der sogenannten „isothermen Zone" nicht in dem Auftreten einer Isothermie oder Inversion liegt, sondern in einer sprungweisen Abnahme des Gradienten an der Grenze der vertikalen Konvektionsströmungen, würde die Bezeichnung „Sprungschicht" (mit Rücksicht auf die angezogene Analogie) das Wesen der in Rede stehenden Erscheinung wohl allgemeiner und präziser definieren. Die Sprungschicht tritt bei jeder der zehn strahlungsfreien Fahrten, welche im vorausgehenden diskutiert wurden, auf; eine Isothermie wurde aber bloß bei einem Aufstiege (4. September 1901) beobachtet. Die Höhe der Sprungschicht hält sich vom April bis September 1901 in der Stufe 8 bis 9 km, vom Oktober bis September (desselben Jahres) liegt sie um 1 km tiefer, also zwischen 7 bis 8 km[1]). Da vom Januar bis März keine strahlungsfreie Fahrt vorliegt, läßt sich über die Höhenlage der Sprungschicht in diesen Monaten derzeit auch nichts Bestimmtes aussagen; das gleiche gilt natürlich über die Änderung der Höhe der Sprungschicht in den einzelnen Monaten verschiedener Jahre. Es scheint, daß die Variation der Höhenlage der Sprungschicht nicht sehr bedeutend sein dürfte; denn sie hält sich auch im Januar und September 1902 in der Zone 8 bis 9 km.

Die vorausgehenden Ausführungen haben gezeigt, daß die Sprungschicht einen Teil ihres rätselhaften Charakters verliert, wenn man in ihr einen unmittelbaren Effekt der dynamischen Erwärmung sieht, welche die höheren Schichten (i. e. über etwa 8 km) der Atmosphäre bei ihrer Zirkulation infolge eines konstanten Gefälles erleiden. Quantitative Daten über die Größe und Richtung dieses Gefälles lassen sich derzeit wohl nicht angeben. Man kann bloß sagen, daß schon ein außerordentlich geringes Gefälle der Flächen gleichen Druckes in den Höhen über 8 km hinreicht, um die beobachtete Isothermie bzw. Temperaturumkehr oberhalb der Sprungschicht zu erklären.

---

[1]) Bei den vom Januar bis April 1901 ausgeführten Fahrten läßt sich nicht der Beweis erbringen, daß sie absolut strahlungsfrei sind; ich habe deshalb die Ergebnisse der Reduktionen sowie dieser aller übrigen Fahrten (über 10 km) in vorliegender Arbeit nicht weiter diskutiert; es soll dies erst in einer folgenden Untersuchung geschehen.

Digitized by Google

Die möglichst eingehende Erforschung der Beziehungen der Sprungschicht zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre in den subtropischen Breiten wird wohl eine der nächsten und wichtigsten Aufgaben der aeronautischen Meteorologie bilden müssen [1]).

Wien, Dezember 1905.

Über einige Zerstreuungs- und Bodenluftmessungen in Kiel im Herbst 1905.

Von Karl Kaehler.

Im Spätsommer und Herbst 1905 wurden einige Messungen der Elektrizitätszerstreuung der Luft nach der bekannten Elster-Geitelschen Methode ausgeführt. Die nötigen Apparate stellte Herr Prof. Weber freundlichst zur Verfügung. Als Ort der Beobachtung war die neben dem magnetischen Observatorium gelegene sogenannte Sternwartenkoppel gewählt, die nach Südosten zu durch ein kleines Wäldchen begrenzt wird, sonst aber frei und hoch gelegen ist. Diese Messungen wurden 1 m über dem Grase mit Zerstreuungskörper und Schutzdach ausgeführt und zum Teil verbunden mit Untersuchungen der Bodenluft, die an derselben Stelle zur selben Zeit 1 m tief aus dem Erdboden entnommen und nach der von Brandes [2]) angegebenen Methode mit demselben Exnerschen Elektroskop geprüft ward; und zwar geschah dies 5 bis $5^1/_2$ Stunden nach der Luftentnahme, weil zu dieser Zeit die Zerstreuungswerte der eingeschlossenen Bodenluft ihren größten Wert erreichen. Das geschlossene Metallgefäß, in das der Zerstreuungskörper eingesetzt war, maß ungefähr 12, die hineingesaugte Bodenluft 11.1 Liter.

Die Resultate der Versuche sind in umstehender Tabelle zusammengestellt.

G. Lüdeling [3]), der ebenfalls an der Ostseeküste Zerstreuungsmessungen anstellte, fand im Spätsommer 1902 und 1904 als Mittelwert:

	$a-$	$a+$	$q = \frac{a-}{a+}$
In Misdroy	1.33	0.84	1.58
In Swinemünde	1.43	1.02	1.39

Während aber Lüdeling keinen Einfluß des Luftdruckes konstatieren konnte [4]), ergibt eine Trennung der Kieler Beobachtungen nach dem Verhalten des Barometers

---

[1]) Als obige Arbeit schon im Satz war, wurde ich (28. Mai d. J.) gelegentlich der Eichung eines Bimetallthermometers auf eine mögliche systematische Fehlerquelle aufmerksam, welche die Zuverlässigkeit aller bisherigen Temperaturaufzeichnungen von Ballons-sondes oberhalb einer gewissen, vorläufig nicht näher bestimmbaren Höhe ungünstigerweise beeinflußt. Da die fragliche Fehlerquelle in der spezifischen Konstruktionsart der bisher verwendeten Apparate ihren Grund hat und auch bei Nachtaufstiegen in gleicher Weise zur Geltung kommt wie bei Tagaufstiegen, kann ich heute auch das Ergebnis der im Vorausgehenden diskutierten strahlungsfreien Nachtaufstiege nicht mehr als völlig beweiskräftig ansehen für die reale Existenz einer Sprungschicht. Bezüglich der näheren Ausführung muß ich weiteres einer späteren Abhandlung vorbehalten. Ich werde dort auch eine Thermometerkonstruktion beschreiben, bei welcher jene Fehlerquelle vollkommen vermieden ist.

[2]) H. Brandes, „Über die radioaktive Emanation der Bodenluft und der Atmosphäre". Ing.-Diss. Kiel 1905, S. 12 und Fig. 1.

[3]) G. Lüdeling, „Luftelektrische und Staubmessungen an der Ostsee" und „Luftelektr. Messungen bei Swinemünde". Beilagen zu den meteorol. Beobachtungen in Potsdam, 1904 u. 1905.

[4]) G. Lüdeling, 1904, S. X; vgl. auch B. Zölss, Beiträge zur Kenntnis der atmosphär. Elektrizität XVIII (Wiener Berichte 1905), worin erst bei mehr als 10000 Zerstreuungsmessungen ein schwacher Einfluß des Luftdruckes nachgewiesen werden konnte.

Digitized by Google

zur Zeit der Messung viel größere Werte bei steigendem Barometer. Man findet als Mittelwert der 19 Beobachtungen, bei denen der Luftdruck abnahm für a_-, a_+ und q:

0.94 0.66 1.54

der 24 Beobachtungen, bei denen er zunahm:

1.47 1.06 1.56

Der Einfluß der Windstärke geht hervor aus folgender Zusammenstellung:

I. Windstärke 0—2 (18 Beob.)			II. Windstärke 2—4 (16 Beob.)			III. Windstärke über 4 (9 Beob.)		
1.03	0.69	1.58	1.44	1.03	1.62	1.27	0.97	1.42

Der oben gefundene deutliche Einfluß des Barometers bleibt auch in diesen drei Gruppen bestehen; denn bei I. entfallen 10 Beobachtungen auf fallendes Barometer, die den Mittelwert 0.79, 0.54, 1.57 ergeben, 8 auf steigendes mit dem Mittelwert 1.33, 0.87, 1.59; analog erhält man bei II.:

	bei fallendem Barometer (7 Beob.)	1.12	0.77	1.49
	bei steigendem Barometer (9 Beob.)	1.72	1.23	1.71
in III.:	bei fallendem Barometer (2 Beob.)	1.03	0.66	1.54
	bei steigendem Barometer (7 Beob.)	1.33	1.06	1.39

Auffällig ist, daß die starke Zunahme der a-Werte, die bei Windstärke 2—4 gegen 0—2 eintritt, bei Windstärken über 4, wo die Blätter des Elektroskops anfangen sich zu bewegen, wieder abnimmt.

Eine Trennung der Zerstreuungsmessungen nach der Windrichtung ergibt die größten Werte bei NE- und E-Winden, d. h. bei Winden von dem nur etwa 300 m entfernten Hafen her[1]), die kleinsten bei S- und SE-Winden, die von dem anfangs erwähnten Wäldchen herkamen.

		$a-$	$a+$	q
SW u. W	(14 Beob.)	1.42	0.96	1.58
NW u. N	(8 „)	1.37	1.10	1.25
NE u. E	(7 „)	1.80	1.29	1.44
SE u. S	(12 „)	0.69	0.46	1.72
Windstillen	(3 „)	0.65	0.34	1.76

Bildet man das Mittel der August- bis Oktoberwerte nach der Bewölkung, so ergibt sich der größte Wert bei kleiner Bewölkung:

Bewölkung 0—3	(11 Beob.)	1.56	1.06	1.52
„ 4—7	(12 „)	1.29	0.94	1.61
„ 8—10	(12 „)	1.27	0.93	1.49

Zu den Einzelbeobachtungen sei noch bemerkt: Der kleinste a_--Wert 0.12 wurde am 11. November bei starkem Nebel gefunden, der größte 2.93 am 10. Oktober bei antizyklonaler Wetterlage und frischem NE-(See)wind. Das q war nur einmal, am 11. November kleiner als 1, den Wert 2 überschritt es mehrfach, vielleicht infolge vorangegangener Taubildung[2]), am 4. November wurde bei dunstigem Wetter der Wert 4 gefunden. Ganz für sich steht die Beobachtung vom 25. Oktober, wo sich bei stark wolkigem Wetter nach längerem Schneefall große a_- und überhaupt keine a_+-Zerstreuung ergab.

Die an 24 verschiedenen Tagen erhaltenen Werte der Bodenluft sind in der Tabelle nach dem Abfall des Elektroskops in Volts, auf die Stunde reduziert, angegeben (— bedeutet dabei negative, + positive Ladung des Zerstreuungskörpers). Trennt man die Beobachtungen nach dem Verhalten des Luftdruckes, so ergibt sich aus den 18 Werten bei steigendem Barometer der Mittelwert — 562 + 549 Volt,

[1]) Ebenso bei G. Lüdeling, 1904, S. XI.
[2]) Vgl. K. W. Lutz, Untersuchungen über atmosphärische Elektrizität. Ing.-Diss. München (Techn. Hochschule) 1904, S. 80.

Digitized by Google

Zerstreuungs- und Bodenluftmessungen, Kiel, Herbst 1905.

Datum	Zeit	Zerstreuungsmessungen $a-$	$a+$	$q = \frac{a-}{a+}$	Bodenluftmessungen Volt pro Stunde — Ldg.	+ Ldg.	Barometerstand auf 0° und Meeresspiegel reduziert 7a	2p	9p	Bewölkung	Wind 0—12	Bemerkungen
14. Aug.	11a	1.62	0.98	1.65	—	—	68.0	67.3	66.4	8¹ cum.	W 3	
14. „	5—7p	1.03	0.58	1.78	—	—				6¹—8¹	SW 1	
15. „	5—7p	1.05	0.96	1.09	—	—	65.8	64.0	63.3	5¹ cum.	NW 1	
16. „	7a	2.30	2.29	1.00	—	—	62.8	63.2	63.6	10²	NW 3—4	
16. „	5p	1.38	1.06	1.30	—	—				0	NE 1	
17. „	5p	1.91	1.32	1.45	—	—	64.8	65.7	66.0	1¹	NE 2	
18. „	10a	1.26	0.71	1.77	—	—	64.9	62.5	59.8	7¹ cum.	SE 4—5	
21. „	11a	1.82	1.26	1.44	—	—	63.6	64.1	63.7	1¹	NW 2—3	
21. „	6p	1.05	0.61	1.72	—	—				8¹ cum.	C	
22. „	11a	0.90	0.69	1.30	—	—	62.4	60.8	60.2	10¹—7¹	SE 2—3	
28. „	11a	1.10	0.82	1.34	—	—	53.7	50.9	47.6	10² wolkig	S 3—4	
5. Sept.	11a	—	0.40[1]	—	—	—	62.1	61.9	61.6	10²	SW 3—4	11¼h ●
5. „	5p	1.07	0.77	1.39	—	—						
6. „	11a	0.80	0.61	1.31	—	—	60.3	59.3	56.6	7¹ cum.	S 4—5	
7. „	11a	0.85	0.64	1.33	—	—	53.9	54.8	53.9	10²	SW 6	
7. „	5p	0.90	0.71	1.29	—	—				7¹	S 2	
8. „	11a	1.06	0.61	1.74	—	—	55.7	59.0	60.7	10² wolkig	SW 5—6	
12. „	11a	1.62	0.61	2.66	— 505	+ 492	62.4	65.1	68.0	10²	WSW 1—2	
12. „	5p	2.27	1.40	1.62	—	—				6¹—3¹	N 2	
18. „	11a	0.90	0.80	1.13	—	—	70.0	68.6	67.4	5¹ cum.	NW 1	
18. „	6p	0.60	0.39	1.54	—	—				0	SE 1	
21. „	5p	2.40	1.98	1.21	— 505	+ 500	66.4	67.4	68.3	5¹ cum.	E 3—4	
22. „	5p	1.89	1.30	1.45	— 512	+ 500	68.7	67.5	67.0	3¹—1¹	NE 2—3	
26. „	5p	0.67	0.48	1.40	— 548	+ 536	54.7	55.6	56.5	10² wolkig	SW 3	am ganzen 25. ●
27. „	11a	0.77	0.29	2.65	— 522	+ 514	57.3	57.1	56.8	4¹ cirr.-strat.	C	⌓¹
29. „	11a	0.38	0.18	2.11	— 522	+ 513	59.5	59.0	56.8	0	SSW 1	⌓¹, 28. ●
3. Okt.	11a	1.77	1.01	1.75	— 530	+ 530	48.7	51.3	53.3	1¹—3¹	WSW 3	2. Oktober ●
5. „	5p	—	1.34[1]	—	— 630	+ 618	37.3	38.4	41.4	6²—10²	W 2	4. Oktober ●
9. „	5p	1.17	1.13	1.04	— 602	+ 586	60.6	58.2	62.1	4¹ cirr.-cum.	N 5—6	
10. „	11a	2.93	1.81	1.62	— 510	+ 520	67.0	69.7	71.6	0	NE 3—4	
11. „	11a	1.13	0.75	1.51	— 560	+ 532	72.1	70.0	69.1	1¹—3¹	N 1	⌊¹ ☰¹
12. „	11a	0.68	0.53	1.29	— 580	+ 564	67.3	64.2	59.9	0	SSE 3—4	morgens ⌊² ☰²
14. „	11a	2.68	2.40	1.12	— 580	+ 586	52.0	52.5	49.8	9¹	W 4—5	13. ●, 14. bis 9a ●
17. „	11a	1.67	1.27	1.32	— 532	+ 518	54.8	56.1	55.6	5¹—6¹	W 4	
18. „	11a	1.27	0.85	1.49	— 514	+ 500	57.2	59.5	62.1	6¹ fr. cum.	W 3	
19. „	11a	—	1.78[1] ● △schauer²	—	— 640	+ 618	64.9	66.1	66.6	7²—10²	NE 1	● △schauer²
19. „	11a	—	1.14[1]	—	—	—				10²—7²	NE 1	
24. „	11a	0.28	0.24	1.17	— 617	+ 602	63.4	63.3	63.4	10² neblig	NW 1	☰²
25. „	11a	2.02[1]	0.02[1]	100[1]	—	—	63.4	64.6	66.5	9² wolkig	W 1—W 4	
28. „	11a	2.72	2.08	1.31	— 561	+ 545	57.8	59.0	60.3	3² cum.	W 5	
2. Nov.	10a	1.53	1.28	1.20	— 604	+ 578	52.3	52.0	51.8	2¹ cirr.-str.	E 1—2	Barometer steigt währ. d. Messung
4. „	11a	0.62	0.15	4.13	— 550	+ 538	62.0	63.0	63.4	7¹—0	S 3—4	∞²
8. „	11a	0.32	0.18	1.78	— 622	+ 606	60.1	60.8	60.9	10² neblig	S 1	☰²
11. „	11a	0.12	0.13	0.92	—	—	61.8	59.0	54.5	10² neblig	C	☰²
25. „	11a	0.34	0.20	1.70	— 530	+ 518	54.2	55.6	56.6	7²—10²	S 4—5	
2. Dez.	11a	0.33	0.31	1.06	— 548	+ 536	73.9	74.3	75.1	10² neblig	S 2	☰⁰
20. „	10a	0.52	0.35	1.49	— 596	+ 563	63.5	63.7	64.3	10² wolkig	SW 6	
3. Jan.	11a	0.59	0.29	2.04	—	—	64.7	63.0	63.0	0	E 3	
20. „	11a	1.26	0.78	1.62	—	—	64.8	65.7	65.0	4¹ cirr.-str.	SW 2	
Mittelwert . . .		1.22	0.87	1.56	— 560	+ 546						
		(44 Beobachtungen)			(24 Beobacht.)							

aus den 5 bei fallendem — 539 + 525 Volt; für sich steht der 24. Oktober, wo bei vollständig ruhigem Barometer — 617 + 602 gefunden wurde. Die Beobachtungen sind also anscheinend zu vereinzelt, um die bekannte[2]) Abhängigkeit der Bodenluftwirkung vom Barometerstande zu bestätigen. Doch wurden mehrfach, so z. B. in der Periode vom 9. bis 12. Oktober, bei steigendem Barometer kleinere, bei fallendem größere Werte erhalten. Anomalien scheinen vor allem einzutreten infolge von

[1]) In den Mitteln weggelassen.
[2]) B. Zölss, l. c., S. 11. — H. Brandes, l. c., S. 30.

Digitized by Google

Niederschlägen. So wurde der größte Wert — 640 + 618 (am 19. Oktober) erhalten, als während der Luftentnahme starke Regen- und Graupelschauer fielen. Den kleinsten Wert — 505 + 492 lieferte die Messung am 12. September bei zunehmendem Luftdruck.

Ein Vergleich der gleichzeitig gefundenen Zerstreuungs- und Bodenluftwerte zeigt große, nicht übersehbare Schwankungen.

Klima von S. Gertrud im Suldental.

Von J. Hann.

Ein im vorigen September leider durch schlechtes Wetter sehr abgekürzter Aufenthalt im Hotel Eller in S. Gertrud am Fuße des Ortler hat mich veranlaßt, die vieljährigen meteorologischen Aufzeichnungen des verdienten Kuraten Johann Eller wieder vorzunehmen und die wesentlichsten Ergebnisse derselben hier zusammenzustellen. S. Gertrud gehört zu den höchsten ständig bewohnten Orten im Alpengebiete, denn es liegt in einer Seehöhe von 1840 m, die Beobachtungen daselbst liefern deshalb einen wertvollen Beitrag zum Klima des Alpengebietes überhaupt. Da zudem das Suldental gegenwärtig im Sommer von sehr zahlreichen Fremden besucht und selbst zu längerem Aufenthalt gewählt wird, so dürfte das Interesse an den klimatischen Verhältnissen desselben nun ein viel allgemeineres sein als früher.

Die ersten Beobachtungen im Suldentale rühren eigentlich von dem Kuraten Alois Grissemann her, sie begannen im Jahre 1857, reichen aber nur bis zum September d. J. und sind sehr lückenhaft. Das gleiche gilt von den Aufzeichnungen während einiger Monate in den Jahren 1858 und 1859 von Kurat J. Plangger. Mit November 1864 beginnen die regelmäßigen meteorologischen Aufzeichnungen von Kurat J. Eller, die bis zum Juni 1886 reichen, allerdings im Sommer der letzteren Jahre Unterbrechungen aufweisen.

Der hervorstechende Charakterzug im Klima des Suldentales, der uns in der Tabelle entgegentritt, ist die Trockenheit und die Heiterkeit des Himmels im Winter. Wenn auch die Bewölkung zu gering eingeschätzt sein wird im Vergleiche zu jener in den Niederungen infolge des sehr beschränkten Horizontes, so ist doch an der Tatsache eines sehr trockenen und heiteren Winters nicht zu zweifeln. Die tägliche Temperaturschwankung ist auch beträchtlich, trotzdem die Sonne spät auf- und sehr früh untergeht. Auch im Sommer ist die Bewölkung und die Zahl der Regentage gering, die Regenmenge selbst aber beträchtlich, die Intensität der Regen ist groß (Regendichte im Mittel fast 10 mm). Tage mit Schneefall gibt es auch im Sommer, aber doch selten, die meisten Schneetage hat das Frühjahr und der Spätherbst, Januar und Februar haben zusammen kaum sieben Schneetage.

Die Niederschlagsmenge des Jahres schwankte zwischen 608 mm 1875 und 1269 mm im Jahre 1872, das durchschnittliche Maximum der Niederschlagsmenge pro Tag ist 48 mm, das Maximum erreichte mehrmals 60 mm. Der kälteste Monat war der Dezember 1878 mit — 10·9° Mitteltemperatur, der wärmste der Juli 1861 mit 12·6°. Das kälteste Jahr war 1871 mit 0·7°, das wärmste 1873 mit 2·4°. Die Temperaturminima sind Jahr für Jahr ziemlich gleichmäßig niedrig, das mittlere

Digitized by Google

Jahresminimum ist — 20°, das absolute war im Januar 1869 — 26.3°, die Wahrscheinlichkeit eines Jahresminimums von — 20° und darunter ist 0.6. Das mittlere Jahresmaximum ist 22·3°, die absolute höchste Temperatur wurde im Juli 1872 mit 25.0° beobachtet. Im Juli und August sind Frosttemperaturen um 7h morgens selten (im Juni ist die Wahrscheinlichkeit eines Monatsminimums unter Null noch 0·5, im August ist die Wahrscheinlichkeit 0.4, im August 1870 gab es — 1.9°). Im Mai kamen stets um 7a noch Fröste vor, im September fehlten sie bloß zweimal.

Die dauernde Schneedecke stellt sich zu Sulden nach Eller Anfang November ein, das ist bei einer Mitteltemperatur von — 0.5° bis — 1.0°. Erst um die Mitte Mai schwindet die Schneedecke, dies entspricht einer Mitteltemperatur von 5°. In den Jahren 1876 und 1877 hielt sich aber die Schneedecke bei S. Gertrud bis zum 1. Juni (dauerte sieben Monate). Die entsprechende Mitteltemperatur war 6.6°, somit höher als im vieljährigen Mittel, wie es einem schneereichen Winter entspricht.

Auf dem Arlberg soll die Paßhöhe (S. Christoph 1790 m 47.1° N) um den 20. Mai „aper" werden (Wagenverkehr geöffnet im Mittel 1855 bis 1879 am 6. Mai). Dies entspricht in dieser Seehöhe einer mittleren Temperatur von 7°; die Schneehöhe erreicht hier aber über 8 m (Niederschlagsmenge, die als Schnee fällt). 7·3° ist auch die mittlere Temperatur an der unteren Schneegrenze im Mai (1300 m) und Juni (1900 m) am Säntis.

Die mittlere Tagestemperatur hält sich unter dem Gefrierpunkt vom 27. Oktober bis zum 11. April, das ist durch 167 Tage, also fast ein halbes Jahr, eine Tagestemperatur über 5° herrscht im Mittel vom 16. Mai bis 22. September (129 Tage, über vier Monate), über 10° vom 2. Juli bis 16. August, das sind 45 Tage (1½ Monate), und überschreitet somit wenig das Wärmebedürfnis der Baumvegetation.

Die niedrigste Tagestemperatur wird ungefähr am 11. Januar erreicht (— 7·3°), die höchste 10.7° am 24. Juli.

Wie warm und schön die späten Herbsttage in Sulden sein können, zeigt z. B. der November 1881, der auf einen sehr kalten Oktober folgte (— 0.4°). Seine Mitteltemperatur war + 0.4°, die Bewölkung 1.8, 22 wolkenlose Tage, nur am 7. brachte ein heftiger Westwind starke Bewölkung (6.7), sonst klar bis zum 25. Niederschlag nur an zwei Tagen (am 27. und 28.) (4 mm Schnee). Die mittleren Temperaturen waren:

November 1881	7a	2a	9a	Mittel	Maxim.	Minim.
1. bis 10.	— 1.7°	5.2°	1.4°	1.6°	9.6°	— 6.0°
11. „ 20.	— 1.2	3.4	0.0	0.7	6.3	— 5.0
21. „ 30.	— 2.3	1.8	— 1.5	— 0.7	7.5	— 6.2

Die Abkühlung durch Wärmeausstrahlung schreitet, wie man sieht, regelmäßig fort. Für 1840 m Seehöhe sind 20 Novembertage mit einer Nachmittagstemperatur von 4.3° bei vollem Sonnenschein und ruhiger Luft gewiß sehr bemerkenswert.

Über die Winde von S. Gertrud ist wenig zu sagen. Nach der Talrichtung und den hohen Bergwänden in Ost und namentlich in West (wo der Ortler unmittelbar zu 3900 m aufsteigt, 2100 m relativ) ist es begreiflich, daß Nord- und Südwinde vorherrschen, erstere sind bei schönem Wetter die aufsteigenden Talwinde des Tages, letztere die Nachtwinde, die vom vergletscherten Talhintergrund herabsteigen. Die Nordwinde treten oft stürmisch auf, und der Umstand, daß das Suldental denselben offen liegt, beeinflußt das Klima sehr nachteilig.

In dieser Beziehung sagt Eller:

Was das Klima von S. Gertrud betrifft, so ist es sehr rauh zu nennen, weil das Tal dem kalten Nordwinde sehr geöffnet ist und auf allen anderen Seiten die

Digitized by Google

Gletscher ins Tal herabhängen. Als allgemeine Regel gilt: Anfang November schneit es zu und Mitte Mai werden wir aper. Die Jahre 1876 und 1877 waren Ausnahmefälle, indem wir erst am 1. Juni schneefrei wurden, also volle sieben Monate im Schnee stecken mußten. Im Jahre 1865 gab es einen anderen Ausnahmefall, indem wir schon am 1. Mai schneefrei wurden. Dieser Jahrgang war aber für Sulden das unglücklichste Futterjahr. Bis 12. Juni stand das Gras auf den Wiesen schon ziemlich hoch und in der schönsten Blüte. Am 13. Juni morgens aber zeigte das Thermometer —2°. Als die Sonne aufgegangen war, kam mir ein Geruch entgegen, als ob man überall gemäht hätte. Und so war es auch. Die Blüten wurden von der Sonne völlig verbrannt, und kein Wachstum war mehr zu erwarten.

Ich lasse nun einige Auszüge aus dem Beobachtungsjournal des Kuraten Johann Eller folgen.

1865. 28. Februar. Gletscherabbruch nahe der Ortlerspitze. Schnee und Eis in Staubwirbeln bis auf die andere Talseite.

Der Suldener Ferner ist von Ende September 1864 bis Ende September 1865 um 32 Par. Fuß (10.4 m) zurückgegangen.

3. Dezember. Erdbeben nachts 1^h.

1866. Juni. Die Wiesen bei S. Gertrud auf der Schattenseite erst am 7. aper geworden.

Der Suldener Ferner vom 28. September 1865 bis 29. September 1866 um 21.6 m zurückgegangen.

1867. Vom 14. bis 15. Januar nachts starkes Schneegestöber bei heftigem Südwinde. Ein Bauer bei Sulden beobachtete wiederholtes Wetterleuchten. Am 15. Januar früh fand man, daß der gefallene Schnee ringsum gelb war (15. S_{10}, Niederschlag 14. und 15. 80.5 mm).

9. bis 10. April furchtbares Sturmwetter von NW, Dächer abgedeckt, Bäume entwurzelt. Am 30. April Wiese beim Widum (Pfarrhaus) nur an einzelnen Stellen noch mit Schnee bedeckt. Im vorigen Jahre schmolz der Schnee erst Ende Mai. Durchschnittlich liegt Sulden sieben Monate unter der Schneedecke.

21. Juni. Messung am Suldener Ferner vorgenommen. Rückgang seit 29. September 1866 2·4 m.

1868. 7. Januar 7^h 8^m bedeutendes Erdbeben in der Richtung von NW her.

23. August. Der Suldener Ferner ist vom 21. Juni 1867 bis heute in 14 Monaten um 8·4 m zurückgegangen.

1869. September. Der Suldener Gletscher ist abermals von Ende September 1868 bis Ende 1869 um 6·0 m zurückgegangen.

1870. Am 6. Mai $10^1/_4{}^h$ abends starkes Erdbeben in der Richtung von N her.

September. Auch im heurigen Jahre ist der Gletscher bedeutend zurückgewichen, um etwa 6 m seit Ende September 1869.

1871. 8. März etwa 4^h früh starker Erdbebenstoß von N her.

1872. 4. Februar. Abends wurde hier im S ein großartiges Meteor wahrgenommen. Der sonst heitere, klare Himmel ward im Halbkreis gegen S dunkelrot gefärbt und gegen SW hin strahlen aus dem Dunkelrot acht wunderschöne Lichtbilder in Baumform der Erde zu gerichtet herab. Die dunkelrote Färbung des Schnees und dazu die prachtvolle Beleuchtung, welche beinahe ebenso stark war wie bei Vollmond, machte auf alle Talbewohner einen gewaltigen Eindruck. Die Er-

Digitized by Google

scheinung dauerte von 6h abends bis 12h Mitternacht. Die Bauern deuteten die Erscheinung auf einen Krieg[1]).

Oktober. Der Suldener Ferner ist seit Ende vorigen Jahres abermals um 10 m zurückgegangen.

1873. Am 29. Juni wurde auch in Sulden ein ziemlich heftiges Erdbeben von N nach SE wahrgenommen von $1^1/_2$ Minuten Dauer.

1874. 28. Februar. Morgens $7^1/_2{}^h$ wurde ein bedeutendes Erdbeben wahrgenommen von NE nach SW von kurzer Dauer.

9. Mai. $2^1/_2{}^h$ nachmittags kleines Erdbeben von W nach E.

1883. November. Am 29. und 30. abends von 5 bis 6h sowie morgens von 5 bis 6 war der Himmel hauptsächlich gegen W blutrot gefärbt.

1885. 29. August. Tag und Nacht Gewitter.

29. November. Viele Sternschnuppen von 5 bis 10h abends.

Mit dem Jahre 1874 hören die Notizen bemerkenswerter Wahrnehmungen in dem Beobachtungsbogen auf. Die weiteren Aufzeichnungen selbst enden mit Juni 1886.

Um weitere Angaben über das Zurückschreiten des Suldener Ferners von mir gebeten, schrieb mir Herr Johann Eller seinerzeit (1878) folgendes:

„Ich kann Ihnen leider mit weiteren Aufschreibungen über den Rückgang des Suldener Gletschers nicht dienen. Ich erinnere mich, daß ein Lawinensturz mir einmal die Marksteine weggenommen, und so habe ich dann die Messung aus Ärger für die weitere Zeit unterlassen. Auch wurde, wenn ich mich noch recht erinnere, schon im Jahre 1872 des vielen Abschmelzens wegen der Gletscher an der steilen Bergwand von seinem Zusammenhange größtenteils abgetrennt. Ich kann Ihnen nur so viel sagen: In den letzten sechziger Jahren dehnte sich auch unter der Legerwand noch eine breite und hohe Maße mit Geröll überzogenen Gletschers über das Bachniveau aus, und existierte auch ein hübsches Gletschertor. Im letzten Sommer jedoch war unter der Legerwand ein kaum beachtenswertes Stück mehr vorhanden. Auch oberhalb der Legerwand ist der Gletscher seit anno 1872 stark zurückgewichen. Dem Augenscheine nach zu urteilen, mag die Länge des Zurückweichens etwa 130 Schuh betragen. Im Jahre 1873 durfte es noch niemand wagen, von der Legerwand zur Schönleitenhütte hinüberzugehen, ohne den Gletscher zu berühren — im Jahre 1874 hätte es ein Waghals schon versuchen dürfen. In diesem Jahrgange hatte sich gleich oberhalb der Legerwand ein sehr sehenswürdiges Gletschertor gebildet, das eine Länge von 60 bis 70 Schuh gehabt haben mag. Im Jahre 1875 magerte der Gletscher schon so ab, daß das Tor an einer Stelle oberhalb ein großes Loch bekam, und im Jahre 1876 fiel das Tor teilweise und im Jahre 1877 gänzlich zusammen. Von dem unbedeutenden Gletscherbruchstück unterhalb der Legerwand bis zum Gletscher oberhalb der Legerwand mag man zum Gehen eine halbe Stunde Zeiterfordernis brauchen, und somit können Sie nach meiner Ansicht ungefähr annehmen, der Gletscher sei der Länge nach 500 bis 600 Fuß seit anno 1872 zurückgewichen. Was das Abmagern des Gletschers nach der Höhe und Breite betrifft, so ist eine Schätzung darüber eine sehr mißliche Sache, die sich von einem Jahre zum anderen äußerst schwierig ermitteln läßt, weil die Terrainverhältnisse viel zu großen Einfluß haben. Dort, wo der Gletscher nur mehr dünn ist, wird er viel mehr abschmelzen als wie dort, wo

[1]) Über die prachtvolle Nordlichterscheinung vom 4. Februar 1872 siehe zahlreiche Berichte der Zeitschr. der Österr. Met. Ges. 7, 1872, besonders S. 76—157. Sehr bemerkenswert ist das Auftreten des Polarlichtes im S und SW in Sulden, da der Beobachter, der sich in den Weltgegenden gewiß sehr gut orientierte, zweimal ausdrücklich schreibt im „Süden". Allerdings ist im Westen der Horizont durch den ganz nahen Ortler verdeckt.

Digitized by Google

er noch dick bzw. hoch ist, weil die sich fortpflanzende Bodenwärme auf den dünnen Teil schon sehr großen Einfluß gewinnt. Dieser Einfluß macht sich um so mehr geltend, wenn einmal ein Gletscherteil von der Hauptmasse abgetrennt ist."

Im Jahre 1857 war dagegen der Suldener Ferner in starkem Vorrücken begriffen gewesen. Der Kurat Grieseman berichtete darüber an die k. k. Met. Z.-A. Anfang Juli 1857:

„Der Ferner setzt sein Wachsen fort. Früher, vor dem Wachstum, war er ganz eben und ohne Klüfte, so daß ohne die mindeste Gefahr Vieh und Leute darüber gehen konnten, jetzt aber ist er von den höchsten Teilen herab von Klüften zerrissen, die dort, wo er im Tale endet, drei bis vier Klafter breit sind. Es entstehen alle Tage neue Türme oder Eissäulen von vier bis fünf Klafter Höhe, alle Tage fallen einige davon wieder unter großem Gekrach um, und die Eisblöcke stürzen entweder über die Felsen herab und füllen sich so die Vertiefungen aus, um dann eben fortschreiten zu können, oder sie fallen in die großen Klüfte. Wo er über keinen Felsen wachsen kann, dort deckte er seit einem halben Jahre einen Gemeindegrund von einer halben Tagmahd mit seinem Eise zu.

„Das Merkwürdigste, was ich beobachtete, ist: Die Eisblöcke, welche herunterfallen, verschmelzen sich mit dem Eis, welches vor vier oder fünf Tagen heruntergefallen ist, geschwind zu einem Ganzen und werfen bei dieser Verbindung Kalksteine und Erde aus. Wenn man sich auf dem herabgefallenen Eise niederlegt, so springen einem Erde und kleine Steine ins Gesicht. Wenn Eisblöcke herabfallen, so ist es ganz anders als beim Herunterfallen der Steine, die Eisblöcke sind von einer Wildheit, daß sie selbst aufwärts laufen. Das Fernerwasser ist auch viel wilder als das Brunnen- und Quellwasser. Wenn man neben dem zerrissenen Ferner steht, so arbeitet, kracht und kocht es wie in einer Fabrik beständig fort. Da entsteht ein Turm, dort fällt einer um, und so geht es Tag und Nacht fort. Am stärksten jedoch geschieht solches bei einem Witterungswechsel und wenn der Südwind geht. Bisher habe ich dies nur am Fuße des Ferner bemerkt, weiter oben will ich das auch noch beobachten."

Da von der gegenwärtigen Generation nicht viele in der Lage gewesen sind, das rasche Vordringen eines Gletschers beobachten zu können, so konnten wir es uns nicht versagen, die obige Schilderung im Original wiederzugeben. Wir stehen hier vor dem interessanten Problem der meteorologischen Ursachen der großen Gletscherschwankungen, welches eigentlich noch ungelöst ist.

Wenn man das Bild des Suldengletschers im Jahre 1818 betrachtet (siehe Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 18, 80, 1887), wo der mächtige Eisstrom ganz unten auf dem flachen Talboden angelangt war und die Gampenhöfe (1890 m) bedrohte[1]), und man jetzt von derselben Stelle aus den Gletscher kaum mehr wahrnimmt, nur hoch oben (in etwa 2300 oder 2400 m) einen Zirkus von Eisabhängen sieht, welche auf den dahinter liegenden Gletscher bloß noch schließen lassen, so bekommt man einen mächtigen Eindruck von den meteorologischen Änderungen, die das bewirkt haben mögen.

Nach dem höchsten Stande im Herbste 1819 folgte ein Rückzug, der bis 1846 andauerte. Dann ging der Gletscher wieder vor, zog sich aber bald wieder zurück, um 10 Jahre später ein erneuertes Vorrücken zu beginnen, von dem uns oben Grieseman eine Schilderung gegeben[2]).

[1]) Der Gletscher rückte damals im Mai und Juni fast um 2 m pro Tag vor.
[2]) Siehe auch Sonklar in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie (math.-naturw. Klasse) 23, 1857.

Digitized by Google

Leider fehlen für die Periode 1818 bis 1857 fast alle Anhaltspunkte zur Beurteilung der meteorologischen Verhältnisse, die mit den erwähnten Gletscherbewegungen korrespondiert haben mögen.

Einige Anhaltspunkte zur Beurteilung der Variationen der Niederschlagsmengen und der mittleren Sommertemperatur mögen hier folgen.

Schwankungen der jährlichen Niederschlagsmengen auf der Südseite der Alpen im 19. Jahrhundert. Mittel von Mailand und Padua in Prozenten der hundertjährigen Mittel (Mailand 1037, Padua 832 mm).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Prozente des Mittels 1801 bis 1900.									
1800	(113[1])	112	110	108	122	94	114	118	80	115
1810	123	84	114	101	126	92	77	67	97	105
1820	77	95	71	98	94	80	122	104	70	94
1830	78	92	90	111	68	100	113	113	111	113
1840	80	90[a]	106	102	111	141	122	89	110	88
1850	115	127	98	111	80	127	113	76	97	104
1860	109	65	132	101	95	76	85	100	101	105
1870	76	74	141	106	77	100	119	101	101	99
1880	93	94	110	84	84	110	109	103	95	115
1890	91	94	117	76	74	99	135	92	125	78

S. Gertrud im Suldental: Temperatur der vier wärmsten Monate (Juni bis September) und Jahressummen der Niederschlagsmengen (mm).

	1865	1866	1867	1868	1869	1870	1871	1872	1873	1874	1875
Temperatur . . .	9.8	8.6	8.7	9.0	9.2	8.5	8.3	9.2	9.7	9.4	9.5
Niederschlag . . .	767	834	975	978	934	731	717	1269	768	702	608
	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	Mittel
Temperatur . . .	8.7	9.7	9.2	9.3	8.8	9.2	7.5	8.0	8.0	9.3	8.9
Niederschlag . . .	1045	811	942	817	985	739	1046	768	990	976	881

S. Gertrud (Sulden) 46° 32′ n. Br. 16° 35′ E. v. Gr. 1840 m.

	Temperatur 7a	Temperatur 2p 1875/84	Temperatur 9p	Mittel 1866/85	Mittel red. 1851/1900	Extreme Monate	Extreme u. Jahre	Mittl. Monats- u. Jahresextreme	Differenz	Niederschlags- Menge	Niederschlags- Tage
Januar . . .	— 8.6	— 4.1	— 7.0	— 6.9	— 7.1	— 9.4	— 4.5	- 17.6	3.4	21.0	26	4.3
Februar . .	— 8.1	— 1.6	— 6.2	— 4.9	— 5.9	— 8.9	— 0.7	- 16.0	5.6	21.6	25	3.3
März . . .	— 6.4	2.2	— 4.4	— 3.3	— 3.7	— 7.7	0.0	- 15.9	8.2	23.2	40	5.9
April . . .	— 2·3	5.8	— 0.5	0.9	0.8	— 0.2	4.1	— 9.6	11.5	21.1	63	7.9
Mai	2.2	9.9	4.0	4.9	4.9	2.0	8.4	— 5.3	16.8	22.1	87	9.0
Juni	5.2	12.1	6.8	8.2	8.4	5.4	10.7	— 0.3	18.5	18.8	116	10.5
Juli	7.2	14.9	8.8	10.7	10.4	8.6	12.6	2.1	21.8	19.7	110	10.6
August . .	6.9	14.9	8.7	9.7	9.7	7.9	12.2	1.0	19.8	18.8	128	10.5
September .	3.7	10.6	5.5	6.9	6.7	4.5	8.9	— 2.1	17.2	19.3	105	7.6
Oktober . .	— 0.8	5.9	0.8	1.9	2.1	— 0.1	4.3	— 8.8	12.1	20.9	91	8.3
November .	— 5.6	— 0.8	— 4.1	— 3.5	— 3.4	— 6.2	0.4	- 12.5	6.4	18.9	50	6.3
Dezember .	— 8.2	— 4.2	— 6.8	— 6.5	— 6.7	- 10.9	— 3.1	- 16.9	4.1	21.0	40	4.7
Jahr	— 1.2	5.5	0.5	1.5	1.4	0.7	2.4	- 19.9	22.3	42.2	881	88.9

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
	Mittlere Bewölkung.												
	2.2	1.8	3.0	4.0	3.9	4.0	3.5	3.4	3.2	3.6	3.0	2.2	3.1
	Schneetage.												
	3.5	3.2	4.2	7.6	5.1	1.9	0.5	0.3	2.2	4.7	5.3	4.2	42.7
	Gewittertage.												
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	2.8	3.6	0.5	0.0	0.0	0.0	7.6
	Relative Feuchtigkeit (bloß drei Jahre).												
7h . .	85	80	80	81	81	80	81	87	85	84	80	81	82
2h . .	85	81	82	67	57	53	54	64	60	69	75	82	69
9h . .	82	80	80	75	75	68	80	81	79	83	79	79	78
	Dampfdruck (mm).												
Mittel	2.4	2.6	2.7	3.8	4.6	5.6	6.5	6.6	5.8	4.0	3.2	2.5	4.2

[1]) Jahr 1900.

Digitized by Google

Vereinsnachrichten.

Jahresversammlung der k. k. österreichischen Gesellschaft für Meteorologie am 5. Mai 1906. Der Vorsitzende Hofrat Prof. V. von Lang eröffnete die Versammlung mit einer kurzen Ansprache, in der er den 40jährigen Bestand der Meteorologischen Gesellschaft und ihrer Zeitschrift feierte, und erteilte hierauf Herrn Hofrat Prof. Dr. J. M. Pernter das Wort zu einer Rede, die im Auszug hier wiedergegeben ist:

„Meine Herren! Am 22. Juni 1865 erfolgte die definitive Bestätigung der Statuten der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie, nachdem schon mit allerhöchster Ermächtigung vom 28. April 1865 die Bewilligung zur Gründung derselben erteilt worden war. In einer ersten Versammlung am 16. November desselben Jahres machte Direktor Jelinek den Mitgliedern hiervon Mitteilung, worauf beschlossen wurde, die konstituierende Versammlung auf den 2. Dezember 1865 einzuberufen. In dieser Versammlung wurden die ersten Funktionäre der Gesellschaft gewählt. Am 1. Mai 1866 erschien dann die erste Nummer der „Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie", redigiert von C. Jelinek und J. Hann. Da diese Zeitschrift, welche sich in der Folge zum angesehensten Organ der Meteorologie entwickelt hat, mit der Gesellschaft unzertrennlich verwachsen ist, so glaubte der Ausschuß der Gesellschaft die Vierzigjahrfeier auf Anfang Mai 1906 verlegen zu sollen. Die Gründung der Gesellschaft fiel offiziell in das Jahr 1865. Es war aber schon am 28. Januar 1863, daß die erste Versammlung von Freunden der Meteorologie zum Zwecke der Gründung einer meteorologischen Gesellschaft stattfand. Der damalige Vizedirektor der k. k. Zentralanstalt und seit dem Tode des Direktor Kreil zum Leiter der Zentralanstalt bestellte Karl Fritsch hatte die Idee der Gründung einer österreichischen meteorologischen Gesellschaft gefaßt und die Versammlung von Freunden der Meteorologie zur Besprechung seiner Idee eingeladen. Es wurde auch tatsächlich in dieser Versammlung die Gründung beschlossen, die Ausarbeitung der Statuten sofort in Angriff genommen und am 23. Februar 1863 bei der Regierung eingereicht.

Die Gründung von Vereinen war aber zu jener Zeit eine schwerwiegende Staatsaffäre, und so kam es, daß die Bewilligung hierzu erst am 28. April 1865 erfolgte. Unterdessen war Prof. Dr. Carl Jelinek zum Direktor der k. k. Zentralanstalt ernannt worden, und dieser legte erst die definitiven, nach den Anforderungen der Regierung verbesserten Statuten neuerlich vor und erhielt die Bestätigung derselben am 22. Juni 1865. Die in der konstituierenden Versammlung der neuen Gesellschaft am 7. Dezember 1865 durchgeführten Wahlen ergaben folgendes Resultat:

Zum Präsidenten der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie wurde der durch die Weltumsegelung der Novara berühmt gewordene Admiral Bernhard Freiherr von Wüllerstorf-Urbair gewählt, welcher 1865 bis 1867 Handelsminister war. Vizepräsident wurde der damalige Generalsekretär der kaiserl. Akademie der Wissenschaft Prof. Anton v. Schrötter, Sekretäre Jelinek und Fritsch, Kassierer der Beamte der Kreditanstalt Karl Häcker. Ausschußmitglieder wurden: Eduard Suess, Friedrich Simony, Karl v. Littrow, Dr. von Vivenot, Hermann Militzer, Eduard Glatter, Josef v. Lorenz, Moritz Kuhn, Dr. Gabely, Franz Pisko, Ed. Weiß, Josef Pohl.

Ich erlaube mir, darauf hinzuweisen, daß demnach Hofrat Direktor Weiß schon dem ersten Ausschusse angehörte und demselben mithin durch alle 40 Jahre angehört hat. In diesem ersten Ausschusse befand sich auch schon unser späterer langjähriger Präsident und jetziges Ehrenmitglied Sektionschef v. Lorenz.

Der erste Präsident der Gesellschaft, Exzellenz von Wüllerstorf, trat am 16. November 1867 zurück, und Direktor Karl von Littrow trat an seine Stelle. Nach dem Tode Littrows am 16. November 1877 wurde der damalige Hofrat im Ackerbauministerium, jetzige Sektionschef im Ruhestand, Josef von Lorenz (Liburnau) zu seinem Nachfolger als Präsident gewählt. Dieser trat nach seinem Übertritt in den Ruhestand im Jahre 1899 vom Präsidium zurück, und seither steht an der Spitze der Gesellschaft Hofrat von Lang.

Die österreichische Gesellschaft für Meteorologie hat ihrem ursprünglichen Programm gemäß stets und treu mit der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie zusammen gearbeitet für die Förderung der Meteorologie in Österreich.

Digitized by Google

Die großen Verdienste der Gesellschaft liegen hauptsächlich auf zwei Gebieten: sie hat die Erforschung der höheren Luftschichten in unserem Vaterlande in die Hand genommen und mit Erfolg bis heute unterstützt, und sie hat der meteorologischen Welt das bedeutendste und führende Fachorgan gegeben.

Das erste erreichte sie durch die gemeinsam mit dem deutschen und österreichischen Alpenverein durchgeführte Errichtung und Erhaltung der Sonnblickstation (Gründung des Sonnblickvereins), ferner durch Gründung der Station Obir und anderer Höhenstationen, und durch die Subventionierung der internationalen Ballonfahrten; das zweite durch die Herausgabe der Meteorologischen Zeitschrift. Dieselbe erschien, von Jelinek und Hann redigiert, zuerst im kleinen Format alle 14 Tage und zwar von 1866 bis 1870 inkl.

In größerem Format erschien sie hierauf bis 1874 noch 14tägig und dann bis heute in Monatsheften. Die Redaktion besorgte bis 1876 Jelinek und Hann, sodann bis 1885 Hann allein. Im Jahre 1886 wurde die österreichische mit der deutschen meteorologischen Zeitschrift vereinigt und bis 1891 von Hann und Köppen, von 1892 bis heute von Hann und Hellmann redigiert. Für den Literaturbericht war Brückner von 1886 bis 1891 Hilfsredakteur. Die österreichische Zeitschrift erschien während der ersten 20 Jahre (bis 1885) im Selbstverlage, dann bis 1888 inkl. bei Asher in Berlin, von 1889 bis 1905 inkl. bei Eduard Hölzel in Wien. Mit dem 1. Januar 1906 ging sie in den Verlag von Friedrich Vieweg & Sohn in Braunschweig über. Seit ihrem Bestande ist Hofrat Prof. J. Hann Redakteur der Zeitschrift und feiert sonach heute sein 40jähriges Redaktionsjubiläum. Wohl nie hat ein Redakteur einer wissenschaftlichen periodischen Druckschrift selbst so viele Beiträge in dieselbe geschrieben, als Hann in die meteorologische Zeitschrift. Ich habe die größeren Aufsätze und Abhandlungen zusammenstellen lassen, die Hann im Laufe dieser 40 Jahre in der Zeitschrift veröffentlicht hat; es sind 928 Artikel, von Referaten und nicht unterzeichneten Notizen abgesehen. Das macht im Monatshefte durchschnittlich zwei Artikel. Unter diesen sind viele der bedeutendsten Arbeiten Hanns. Das Jubiläum der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie ist somit unauflösbar verknüpft mit dem der Meteorologischen Zeitschrift und ihres Redakteurs."

Nach dieser Rede überreichte der Präsident Hofrat von Lang mit einer Ansprache dem Ehrenpräsidenten Hofrat Hann den ihm von Freunden und Schülern gewidmeten Hann-Band der Meteorologischen Zeitschrift, der zahlreiche Beiträge von Fachgenossen aller Länder, darunter der hervorragendsten Meteorologen der Jetztzeit enthält. Er ist als Ergänzungsband der Zeitschrift im Verlage von Friedrich Vieweg & Sohn in Braunschweig erschienen und enthält 42 Artikel in drei Sprachen, in der deutschen, französischen und englischen. Hofrat Hann dankte in kurzer Rede, worauf der Präsident die folgenden Mitteilungen machte:

Zur Feier des 40jährigen Bestandes der österreichischen Meteorologischen Gesellschaft und deren Zeitschrift sind Beglückwünschungstelegramme und Schreiben an das Präsidium der Gesellschaft eingelangt: Von der deutschen Meteorologischen Gesellschaft, gezeichnet von Geheimrat v. Bezold; dem Meteorological Office in London, gezeichnet von Direktor Shaw; dem Direktor des niederländischen Meteorologischen Instituts in de Bilt, gezeichnet Everdingen; dem Observatorium in Katherinenburg (W.-Sibirien), gezeichnet vom Direktor Müller; der Direktion der deutschen Staatsoberrealschule in Brünn; dem Vorstande des Vorarlberger landwirtschaftlichen Vereins in Bregenz; Geheimrat Hellmann in Berlin; Prof. Hofrat Penck in Berlin; Prof. Dr. W. Trabert in Innsbruck; Prof. Hofrat Pfaundler; den Professoren Benndorf, Sieger und Wassmuth in Graz; G. Suschnig in S. Kathrein, Steiermark; Prof. A. Angot und Charles Rabot, Paris.

Die Adresse der deutschen Meteorologischen Gesellschaft lautet:

Zur Feier des vierzigjährigen Bestehens der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie bringt die Deutsche Meteorologische Gesellschaft ihrer älteren Schwester herzliche Glückwunsche dar.

Die Entwickelung der gesamten meteorologischen Forschung ist auf das engste verknüpft mit den Arbeiten der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Während sie sich im eigenen Vaterlande durch Gründung des Sonnblick-Observatoriums ein dauerndes Denkmal gesetzt hat, ist die von ihr ins Leben gerufene und jetzt ebenfalls schon 40 Jahrgänge umfassende Zeitschrift zum führenden Organ geworden weit über die Grenzen deutsch-

Digitized by Google

redender Nationen hinaus. Der Dank für das Ansehen der Zeitschrift gebührt in allererster Linie ihrem unermüdlichen Redakteur, Herrn Hofrat Professor Dr. Hann, der nunmehr das seltene Fest eines 40jährigen Redaktionsjubiläums begehen kann.

So gestaltet sich der 5. Mai zu einer mehrfachen Jubelfeier für die k. k. österreichische Gesellschaft für Meteorologie. Möge sich die Gesellschaft in derselben Weise weiter entwickeln und möge es insbesondere dem hochverdienten Redakteur der Zeitschrift, Herrn Hofrat Hann, vergönnt sein, noch viele Jahre wissenschaftlich tätig zu sein.

Berlin, 4. Mai 1906.

Die Deutsche Meteorologische Gesellschaft.
Dr. v. Bezold, erster Vorsitzender.

Persönlich hat der Ehrenpräsident der k. k. österreichischen Gesellschaft, Prof. Hofrat Hann, zur Feier seiner 40jährigen Tätigkeit als Redakteur der Meteorologischen Zeitschrift Beglückwünschungstelegramme erhalten von: der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg, gezeichnet von ihrem Präsidenten Großfürst Konstantin; — der Direktion und den Offizieren des k. u. k. Hydrographischen Amtes in Pola; — dem Konseil der kaiserl. russischen Geographischen Gesellschaft in St. Petersburg, gezeichnet von deren Präsidenten P. v. Semenow; — dem Physikalischen Zentralobservatorium in St. Petersburg, gezeichnet vom Direktor General Rykatchew; — der eidgenössischen Meteorologischen Kommission in Zürich, gezeichnet von Prof. Hagenbach, Weber und Direktor Maurer; — dem Direktor und den Beamten des norwegischen Meteorologischen Instituts in Christiania, gezeichnet von Prof. H. Mohn; — der k. ungarischen Meteorologischen Zentralanstalt in Budapest, gezeichnet von Direktor Hofrat Konkoly; — dem Direktor des maritimen Observatoriums in Triest, gezeichnet Mazelle; — S. Excellenz Herrn Dr. v. Neumayer, Neustadt a. d. Hardt; — Prof. Woeikof in St. Petersburg; — Prof. Dr. M. Snellen, Direktor des niederländischen Meteorologischen Instituts a. D. in Apeldoorn; — Telegraphenamtsleiter a. D. G. Buccich in Lesina; — Dr. Drapszinski in Senj. — Briefliche Glückwünsche sind eingelegt von Geheimrat Hellmann, Prof. Börnstein, Prof. V. Kremser, Prof. A. Schmidt in Berlin, k. u. k. Korv.-Kapitän Kesslitz in Pola, Prof. Spitaler in Prag.

Sodann machte der Präsident die Mitteilung, daß Herr Hofrat Hann auf Aufforderung des Präsidiums der Gesellschaft hin von seinem statutenmäßigen Rechte Gebrauch gemacht und die Hann-Medaille zum erstenmal, und zwar an den Direktor der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hofrat J. M. Pernter verliehen habe, in Ansehung seines Werkes: Meteorologische Optik, in welchem zum erstenmal dieses wichtige Kapitel der Meteorologie und Physik eine alle Erscheinungen umfassende vollendete Darstellung gefunden hat. Nach einigen Dankesworten des letzteren machte der Präsident die Mitteilung, daß infolge des Ablebens des Sekretärs und Kassierers der Gesellschaft, des Herrn Regierungsrats Dr. St. Kostlivy, der Rechenschaftsbericht für das Jahr 1905 noch nicht erstattet werden könne und verschoben werden müsse.

Die darauf folgenden Wahlen in den Ausschuß ergaben das nachstehende einstimmige Resultat:

Präsidium. Präsident: Hofrat Prof. Dr. V. v. Lang; Vicepräsident: Hofrat Prof. Dr. J. M. Pernter; Sekretäre: Dr. J. Valentin; Dr. Felix Exner; Rechnungsführer: F. Wařéka. — Ausschußmitglieder: Prof. Dr. Franz Exner; Dr. Kerner v. Marilaun; Prof. Liznar; Gen. v. Obermayer; Insp. Pollack; Dr. Rothe; Prof. Dr. Schell; Gen. Daublebsky v. Sterneck; Dr. Swarowsky; Hofrat Prof. Dr. E. Weiß.

Auf Vorschlag von Hofrat Pernter wurde Dr. W. N. Shaw, Direktor des Meteorological Office in London, zum Ehrenmitgliede gewählt und beschlossen, an das abwesende Ehrenmitglied Herrn Sektionschef Lorenz von Liburnau, den langjährigen Präsidenten der Gesellschaft, ein Begrüßungsschreiben zu senden. Sodann wurde die Versammlung geschlossen.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Resultate der Erforschung der höheren Luftschichten in der Passatregion von L. Rotch und L. Teisserenc de Bort[1]. In einer früheren Abhandlung haben wir die Resultate der Ballon-sonde-Aufstiege mit besonderer Berücksichtigung der Windrichtung in verschiedenen Höhen der Passatregion mitgeteilt.

Wir möchten nun noch einige ergänzende Beobachtungen hinzufügen. Außer den Ballonaufstiegen wurden noch Drachenaufstiege unternommen, und zwar:

1. Von Herrn Clayton zwischen Boston und den Azoren an Bord des Paketbootes „Romania"; 2. von den Herren Clayton und Maurice an Bord der „Otaria". Schließlich wurden in neuester Zeit im Februar 1906 auf demselben Schiff in dem Gebiete der Kanarischen Inseln Ballon-sonde-Aufstiege unternommen.

Obwohl die Drachen infolge einer fehlerhaften Versuchsanordnung keine bedeutenden Höhen erreicht haben, zeigen die Beobachtungen doch einen bedeutenden Unterschied zwischen den beiden Seiten des barometrischen Maximums. Auf der Westseite wurde bei südöstlichen Winden in den unteren Schichten eine bedeutend kleinere Temperaturabnahme gefunden als an der Ostseite; dieselbe betrug nämlich 0.3° C per 100 m; an der Ostseite dagegen bis zu einer Höhe von 800 m 0.8° C; bei 1000 m wurde die Temperaturabnahme kleiner.

Im übrigen zeigte sich noch ein anderer bemerkenswerter Unterschied zwischen beiden Seiten des barometrischen Maximums; in den unteren Schichten des östlichen Teiles wurden nämlich absteigende Luftströmungen gefunden, die sich in der raschen Abnahme der Feuchtigkeit und der Windgeschwindigkeit mit der Höhe dokumentierten.

Die kleinen Wolken der nördlichen Passatregion scheinen ihr Entstehen der langsamen Diffusion des Wasserdampfes zu verdanken. Es sind die charakteristischen flachen Cumuluswolken der Antizyklonen.

Nach der Publikation unserer Abhandlung hat Herr Prof. Hergesell die neuen Resultate seiner im Jahre 1905 unternommenen Kreuzung an Bord der „Prinzessin Alice" in den „Comptes rendus" veröffentlicht. Dank einer ungemein sinnreichen Methode ist es ihm gelungen, mit Apparaten ausgerüstete Ballons auf freiem Meere emporzusenden und dieselben wieder aufzufinden.

Es war von hohem Interesse für uns, zu erfahren, daß ein Ballon, der in der Nähe der Kanarischen Inseln hochgelassen wurde, sehr ähnliche Resultate ergab wie ein anderer, der in der Breite der Kanarischen Inseln auf hoher See aufgestiegen war. Beide Ballons haben über der Passatschicht Südost- und Südwest-Winde angetroffen. Erfreulicherweise bestreitet Herr Hergesell nicht mehr die Möglichkeit eines Gegenpassates in den Breiten der Kanarischen Inseln. Er beschränkt sich darauf, zu konstatieren, daß im zentralen Teile des Atlantischen Ozeans beinahe ausschließlich nordwestliche Winde angetroffen werden und daß also „die Luftströmungen, die äquatoriale Luft führen, bei weitem nicht so einfach zu erklären sind, als man allgemein annimmt, und wohl von der Wasser- und Landverteilung abhängen".

Die Untersuchung der mittleren täglichen Isobaren über dem Ozean zeigt in der Tat, daß die Druckverteilung nicht parallel den Breitekreisen geht, sondern daß die Isobaren gemäß den Temperatureinflüssen von Land und See umbiegen. Auf diese Erscheinung hat der eine von uns anläßlich der Untersuchung der Isanomalen bereits vor mehr als 20 Jahren hingewiesen[2].

Es scheint, daß der Gegenpassat in gewissen Gegenden regelmäßiger auftritt als in anderen und daß die Gegend des Cap Verde zu ersteren gehört. Diese Tatsache steht demnach mit der früheren Annahme des Herrn Hergesell im Widerspruch, der die auf den Inseln beobachteten Oberwinde aus Südost und Südwest (die früher als klassischer Beweis des Gegenpassats aufgefaßt wurden) einem lokalen Einflusse zuschreibt.

---

[1]) Nach Compt. rend. 142, Nr. 15 (9. April 1906), p. 918.

[2]) Teisserenc de Bort, Sur les relations entre la répartition de la température et de la pression barométrique à la surface du globe (Compt. rend., novembre 1879).

Digitized by Google

Um jeden Zweifel zu zerstreuen, teilen wir im folgenden die Resultate der Ballonsonde-Aufstiege mit, die die Herren Maurice und Nilsson im Februar 1906 auf hoher See in der Breite der Kanarischen Inseln angestellt haben.

Datum	W. L.	N. Br.	Seehöhe m	Windrichtung	Bemerkungen
13. Febr. . .	19° 52′	27° 50′	2850	ENE	
			3680	NW	
			5200	SW	Kulmination
13. Febr. . .	20° 17′	26° 45′	1800	ENE	
			2000	SSE	
			2450	N	
			4150	SW	
			*		* 500 m-Schichte mit NW
			5100	SW	Kulmination
14. Febr. . .	21° 5′	25° 54′	1300 bis 2600	NE bis N NW	
			bis 3100	SW bis SSW	Kulmination
14. Febr. . .	21° 7′	25° 48′	1300 bis 3800	NE bis N NW	
			5200	SW bis W	Kulmination
15. Febr. . .	22°	25°	bis 2300	NNE	
			„ 3000	NW	
			„ 3250	SW	
			„ 3950	WNW bis W	
			„ 4100	WSW	Kulmination

Des weiteren mögen noch die Beobachtungen über die Zugrichtungen der oberen Wolken mitgeteilt werden, die an der Küste angestellt wurden:

14. Febr.	Cirrus	S 50° W	(4 Beob.)
15. Febr.	al. Cu	NE	
	Ci	S 30° W	(2 Beob.)
16. Febr.	Ci	S 45° W	
22. Febr.	Ci	S 60° W	(Saint-Croix de Ténériffe).

Wie man also sieht, kann man den Gegenpassat sowohl aus den Ballon-sonde-Aufstiegen als aus den Wolkenbeobachtungen erschließen, und es zeigt sich hier wieder die „blätterige“ (feuilletées) Schichtung der Atmosphäre, wie sie sich in unseren früheren Beobachtungen ergeben hat.

Dem NW-Wind (dem Gegenpassat des Herrn Hergesell) kommt also keineswegs eine große Mächtigkeit zu; in einer Höhe von 2500 bis 4000 m macht er dem „klassischen“ Gegenpassat (mit südlicher Richtung) Platz.

Den Beobachtungen, die seit langer Zeit auf dem Pic von Teneriffa über die Rückströmung der Luft vom Äquator gemacht worden sind, entspricht ein allgemeines Phänomen, welches nun auch durch Beobachtungen auf freiem Meere festgestellt worden ist.

Regenfall und Bewölkung in Südafrika. Einer sehr sorgfältigen und eingehenden Untersuchung von Mr. J. R. Sutton M. A. unter dem Titel: An introduction to the study of South African Rainfall (Transactions, South African Phil. Soc., Vol. XV, 1904, p. 1—28, mit zahlreichen großen Tabellen und einer Indexkarte zu der behandelten Stationsgruppierung) entnehmen wir in kurzem Auszug das Nachfolgende, nachdem wir in einem anderen Artikel einen Teil des Inhaltes dieser wertvollen Arbeit schon kurz angezeigt haben.

Zum ersten Male erhalten wir mehrjährige Monats- und Jahresmittel des Regenfalles in Britisch-Südafrika für alle Stationen (die Abhandlung von Buchan enthielt nur 10jährige Mittel), 160 an der Zahl. Die Stationen sind nach natürlichen Gruppen geordnet, und für diese Gruppen werden auch Monats- und Jahresmittel berechnet. Die Indexkarte zeigt die Lage dieser Gruppen. Da wir diese Karte nicht reproduzieren können, haben wir für die Gruppen die mittleren geographischen Koordinaten berechnet, welche nun gestatten, die Lage der Gruppe zu finden, auf welche sich die Mittelwerte beziehen. Unsere Tabelle gibt so zum ersten Male eine bequeme Übersicht über die verschiedenen jährlichen Perioden des Regenfalles in Südafrika.

Digitized by Google

Die regenreichste Station in Südafrika ist wahrscheinlich Maclear's Beacon am Tafelberg [1]) mit einem 7jährigen Mittel (1894/1900) von 2200 mm und einer Schwankung von 1776 bis 2690 mm. Sehr regenreich ist auch Evelyn Valley (32° 35′ S, 27° 15′ E, 4250 Feet) mit 1511 mm im 25jährigen Mittel. Die trockenste Station südlich vom Orangefluß dürfte Port Nolloth sein mit 63 mm (Grenzen 11 mm und 136 mm), dann Pella mit 84 mm im Jahre.

Mr. Sutton diskutiert die jährlichen Regenfallperioden mit Beziehung auf die Konstanten der periodischen Formeln, die er für größere Landesteile berechnet hat. Es scheint mir, daß unsere Tabelle mit der Hervorhebung der Maxima und Minima des Regenfalles im Jahreslaufe eine weitere wörtliche Beschreibung der Regenperioden überflüssig erscheinen läßt. Die vier Hauptgebiete, das der Winterregen, Sommerregen und der Frühlings- und Herbstregen, treten deutlich genug hervor.

Um den Raum besser auszunutzen, haben wir in unsere Tabelle auch einige Bewölkungsmittel aufgenommen im Auszuge aus einer Tabelle des Autors, welche für 31 Orte die Monats- und Jahresmittel der Bewölkung enthält. Die Jahresmittel der Bewölkung schwanken in Südafrika (ohne die nördliche Westküste) zwischen 6.2 Kap Agulhas, Port Elizabeth und Stutterheim, 5.1 Mosselbay, 4.8 und 2.7 Philippolis und Bloemfontein.

Mittlere Regenmengen in Südafrika in vieljährigen Stationsgruppenmitteln in Millimetern.

	Tafelberg	Kap Halbinsel	Südwesten	Westküste	Südküste West	Südküste Ost	Südliche Karroo West	Südliche Karroo Ost	West-Zentral-Karroo West	West-Zentral-Karroo Ost	Ost-Zentral-Karroo	Nord-Karroo West	Nord-Karroo Ost	Nord-Grenze West
Zahl der Orte . .	2	3	11	8	8	10	4	4	3	4	12	8	11	4
Jahre . .	20	21.7	20.8	19.9	21	20.5	21.2	20	17.3	22	22.7	20.5	21	18.7
S. Br. .	34.0	34.0	33.6	31.2	34.2	33.9	33.5	33.5	33.3	32.5	32.5	31.7	31.5	29.3
E. Länge	18.4	18.4	19.3	18.2	21.3	25.0	21.1	23.8	21.7	23.1	24.8	21.6	25.1	20.8
Höhe . .	853	28	255	339	138	108	509	454	1045	893	816	1166	1271	808
Jan. . .	40*	23	18	6*	39	46	23	27	31	33	46	24	55	14
Febr. . .	40	19*	15*	8	38	41*	26	21	28	28	49	29	60	22
März . .	56	33	20	9	48	54	30	39	30	42	62	35	65	31
April . .	115	62	52	24	52	55	33	28	38	23	31	27	37	20
Mai . . .	185	127	89	40	54	60	28	27	37	18	27	21	25	11
Juni . .	184	129	83	34	40	43	19	19	28	8	11*	12	12	4
Juli . . .	193	133	76	33	36	45	19	15*	16*	6*	13	9*	10*	3*
August .	156	112	76	31	46	58	21	25	22	9	17	11	13	3*
Sept. . .	114	80	56	24	46	60	23	27	33	12	24	11	15	4
Okt. . .	99	61	45	20	44	57	24	24	30	13	29	14	26	14
Nov. . .	69	33	26	10	43	63	17	31	26	22	39	17	32	10
Dez. . .	58	26	19	6*	35*	55	14*	24	21	24	41	16	41	13
Jahr . .	1309	838	575	245	521	637	277	307	340	238	389	226	391	149

Regenmenge in Millimetern.

	Nord-Grenze E	Der Südosten	Der Nordosten	Kaffraria	Basutoland	Orange-R.-Kolonie	Natal
Zahl . .	7	26	15	4	3	7	6
Jahre . .	20.1	20.3	19	17	12.3	17	11.5
S. Br. .	29.0	32.8	31.3	31.0	29.5	29.4	29.4
E. Länge	23.9	27.0	26.7	29.0	27.8	26.2	30.6
Höhe . .	1145	635	1389	929	1653	1332	—
Jan. . .	57	88	89	102	157	102	139
Febr. . .	58	84	66	89	105	92	103
März . .	73	90	90	92	126	91	120
April . .	42	59	48	45	65	50	56
Mai . .	19	39	24	23	31	28	30
Juni . .	9	24	17	12*	23	15	15
Juli . .	5*	25*	15*	13	17*	10*	10*
August .	7	37	25	24	31	17	32
Sept. . .	11	51	24	39	30	20	54
Okt. . .	21	71	41	58	71	40	94
Nov. . .	29	83	54	83	84	57	110
Dez. . .	53	81	76	99	114	69	145
Jahr . .	384	732	569	679	854	591	908

Bewölkung in Prozenten.

	Kap-Halbinsel	Agulhas	Port Elizabeth	Graaff Reinet	Kimberley	Aliwal North	Durban
Jahre . .	19	21	22	19	22	22	18
S. Br. .	34.0	34.5	34.0	32.3	28.7	30.7	29.8
E. Länge	18.5	20.0	25.6	24.5	24.8	26.7	31.0
Höhe . .	13	17	55	762	1231	1320	79
Jan. . .	33	64	53	31	29	35	58
Febr. . .	30*	64	56	36	33	37	56
März . .	36	68	54	31	32	36	53
April . .	48	66	53	35	27	36	39
Mai . .	53	60	46	28	23	35	30
Juni . .	53	61	43	24	17*	29	23*
Juli . .	54	59	42*	20*	18	23*	25
August .	53	59*	44	29	20	30	36
Sept. . .	51	61	53	31	20	31	50
Okt. . .	52	65	56	37	27	36	62
Nov. . .	47	61	56	32	24	35	60
Dez. . .	38	59	50	28	25	31	60
Jahr . .	46	62	51	30	25	33	46

[1]) Das Mittel unserer Tabelle bezieht sich auf Waai Kopje und Disa Head. J. Hann.

Digitized by Google

Regenfall auf der Insel Ualan, Karolinen [1]). Von der amerikanischen Mission auf Kusaie liegt eine sehr dankenswerte Zusammenstellung über die dort beobachteten Niederschlagsverhältnisse vor, die Einzelbeobachtungen fehlen leider. Hiernach gehört Kusaie zu den regenreichsten Gebieten des Erdballes. Die relativ trockensten Monate im fünfjährigen Durchschnitt sind Februar und Oktober. In der Zeit vom März bis September fallen durchschnittlich 66 Proz. der 6472 mm betragenden mittleren Jahressumme, jedoch ist die Regenmenge der einzelnen Monate großen Schwankungen unterworfen, so daß in einzelnen Jahren auch die relativ trockeneren Monate sehr regenreich sein können. Die Regenmessungen ergeben ganz erheblich größere monatliche Regenmengen als an der Regierungsstation im, Lelahafen. Über die Lage der Missionsstation ist hier nichts bekannt. Kusaie ist gebirgig und vermutlich hängt der große Regenreichtum dieser Station damit zusammen, daß sie den regenbringenden Winden mehr ausgesetzt ist als Lelahafen.

Kusaie, 5° 20′ N, 163° 5′ E v. Gr.
Beobachter: Missionar C. F. Rife.

	1895		1899		1902		1903		1904		5 jähriges Mittel	
	Regenmenge mm	Regentage	Regenmenge mm	Regentage	Regenmenge mm	Regentage	Regenmenge mm	Regentage	Regenmenge mm	Regentage	Regenmenge mm	Regentage
Januar	711	18	515	26	438	23	234	18	516	22	483	21.4
Februar	483	24	604	25	344	21	173	16	336	15	388	20.2
März	838	26	645	27	983	31	503	23	492	23	692	26.0
April	559	26	676	29	653	28	448	25	375	19	542	25.4
Mai	787	26	540	28	999	28	503	27	821	24	730	26.6
Juni	635	26	268	25	765	28	619	24	577	23	573	25.2
Juli	406	23	620	30	658	30	757	27	599	28	608	27.6
August	533	24	553	30	745	22	314	18	419	22	513	23.2
September	508	17	689	26	951	24	334	19	678	20	632	21.2
Oktober	559	17	395	23	344	22	302	15	378	21	395	19.6
November	635	20	509	24	319	20	362	20	633	21	492	21.0
Dezember	610	23	446	24	204	20	637	23	224	21	424	22.2
Jahr	7264	270	6460	317	7403	297	5186	255	6048	259	6472	279.6

Maxima innerhalb 24 Stunden:

1899	1902	1903	1904
142 (August)	265 (September)	137 (März, Nov).	212

Die Aneroidregistrierung mit der Laufgewichtswage. Schon vor Jahren hat Herr Prof. Sprung eine Reihe sehr interessanter Versuche [2]) mit seiner bekannten registrierenden Laufgewichtswage beschrieben, welche die geradezu erstaunliche Präzision und Feinheit dieser neuen Registrierungsmethode unwiderleglich vor Augen führen mußten. Merkwürdigerweise fehlt in der Reihe jener hübschen Versuche aber gerade der naheliegendste und für praktisch meteorologische Zwecke eigentlich bedeutsamste, nämlich die Verwendung der Laufgewichtswage zur Registrierung der Angaben des Aneroidbarometers in kontinuierlicher Kurve. Unser Institut ist in der glücklichen Lage, neben den beiden Exemplaren Sprung-Fuessscher Wagebarographen in Zürich und auf dem Säntis noch ein drittes Reserveexemplar zu besitzen, in fast genau derselben Ausführung wie die beiden ersterwähnten. Dieses Ersatzexemplar, unmittelbar neben unserem seit Beginn der 90er Jahre verwendeten Sprung-Fuess-Apparat plaziert, diente zu nachstehend beschriebenen Versuchen, die auf die Leistungsfähigkeit guter Aneroiddosen bezüglich ihrer Verwendung zur kontinuierlichen Aufzeichnung des Luftdruckes einerseits, dann andererseits aber auch auf die Untersuchung der Aneroidbarometer nach verschiedenen Richtungen im allgemeinen ganz neues Licht werfen.

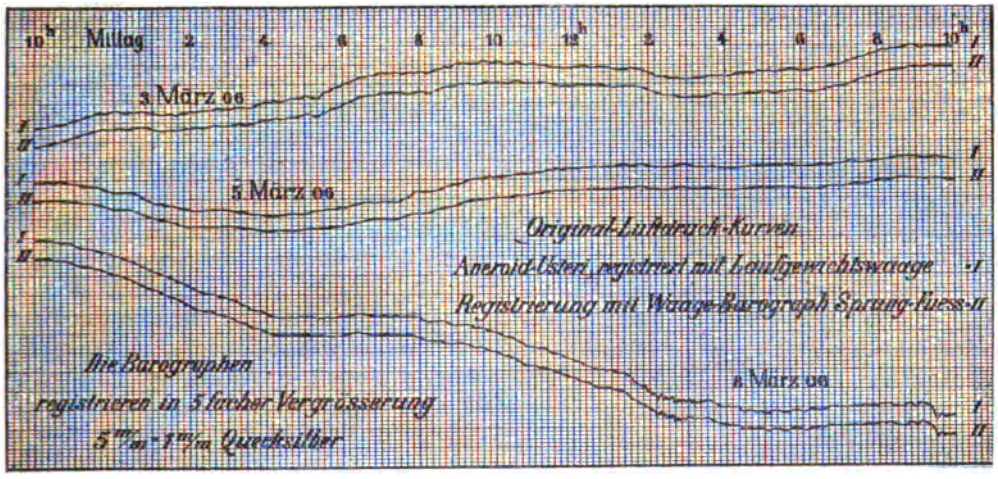
Einem gewöhnlichen Usterischen Aneroidbarographen mit Farbschreiber, den die Meteorologische Zentralanstalt im Jahre 1887 als erstes Exemplar von dieser Firma bezog. und der damals von mir seiner guten Leistungsfähigkeit wegen im II. Bande der Schweiz. Bauzeitung (1888) des näheren beschrieben worden ist, entnahm ich das bekannte Büchsensystem; letzteres, dessen unteres Ende auf einer runden, messingenen Grundplatte aufruht, ist in ganz gleicher Weise, wie bei der einfachen Dose des Nivellierbarometers derselben Firma, durch eine starke Stahlfeder gespannt. Das freie, verlängerte Ende der Spiralfeder

[1]) Danckelman, Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten 1905.
[2]) Vgl. Zeitschrift für Instrumentenkunde, VIII. Jahrg., Januar 1888.

Digitized by Google

trägt eine stahlharte, verstellbare Zirkularschneide, die für gewöhnlich nahe dem Drehpunkte auf den ausbalancierten Registrierhebel des Aneroidbarometers wirkt. Dieses Büchsensystem samt der Zirkularschneide klemmte ich nun einfach oben an den rechtsseitigen Pfeiler unseres disponiblen Sprung-Fuessschen Barographen fest; die Zirkularschneide ließ ich vorsichtig, an Stelle des Quecksilberbarometerrohres, auf das kurze Ende des Wagebalkens drücken. Da letzteres in normalen Verhältnissen die auf nahe 4 kg sich belaufende Last des Quecksilberbarometers zu tragen hat, so mußte nach weggenommenem Barometerrohr dieses durch ein ebenso schweres Gewichtsstück ersetzt bzw. neben der Wagebalkenschneide ausbalanciert werden. Nachdem dies geschehen, war auch das Arrangement fertig. Um beide Registrierungen auf genau dieselbe „Vergrößerung" — 1 mm Quecksilber = 5 mm Laufgewichtsverschiebung — zu bringen, hatte ich an der etwa 80 g schweren Laufgewichtsrolle noch ein geringes Zusatzgewicht aufzulegen. Damit erreichte ich nun eine tadellose, ganz erstaunlich feine kontinuierliche Aufzeichnung des Luftdruckes, sowie er durch das Dosensystem rezipiert wird, und zwar in genau derselben Kurve, wie sie der gewöhnliche Sprung-Fuessche Barograph uns sonst vor Augen führt. Bereits die vor 20 Jahren vorgenommene und dann auch später nochmals wiederholte Temperaturuntersuchung hatte

Fig. 1.



ergeben, daß der Usteri-Barograph bzw. dessen Büchsensystem zwischen 10° und 20° C vollständig kompensiert ist. Die Untersuchung an der Laufgewichtswage bestätigte dies Resultat im einzelnen vollständig, so daß die entsprechenden Luftdruckkurven unseres Aneroides mit der Laufgewichtswage und dem Station-Sprung-Quecksilberbarographen sich als vollständig identisch ergaben, d. h. die beiderseitigen Kurven aufeinandergelegt erweisen sich als völlig kongruent. Das Auge erkennt wohl zuweilen ganz minime, merkwürdige Unterschiede innerhalb eines Zehntelmillimeters Quecksilberdruck, aber diese Unterschiede dürfen nicht allein dem Aneroid zur Last gelegt werden, sondern basieren lediglich, wie eine Reihe von speziellen Vergleichungen — deren gegen 500 — mit unserem Normal-Fuess-Wild unzweideutig zeigten, auf der Trägheit der großen Quecksilbermasse bzw. der Molekularwirkung zwischen ihr und der Glasrohrwand. Ich führe in der beigegebenen Fig. 1 einzelne dieser Registrierungen vor, welche einen Begriff von der Leistungsfähigkeit der neuen Registriermethode am besten vor Augen führen.

Die erhebliche Trägheit der gewöhnlichen — namentlich Richardschen — Aneroidbarographen, die zum guten Teil durch die bedeutende, stets veränderliche und gänzlich unkontrollierbare Reibung in den Achsenlagern des Hebelwerkes bedingt wird, fällt bei unserem neuen Arrangement vollständig weg. Die Mobilität und Zartheit der Aufzeichnungen, namentlich bei raschen Änderungen des Luftdruckes, ist bei der Aneroidregistrierung mit Laufgewichtswage sogar noch besser wie bei der Verwendung des Quecksilberrohres. Da nur der Druck und nicht die Bewegung bzw. Stellungsänderung der Büchsenmitte, und zwar ohne Hebelsystem, zur Registrierung verwendet wird, so ist auch klar, daß die störende Reibung ihren Einfluß auf die Aufzeichnungen vollständig

Digitized by Google

verlieren muß. Die Reibung des Schreibstiftes kommt ebenfalls gar nicht mehr in Betracht, weil sie direkt vom Uhrwerk überwunden wird und nicht durch die Änderung des zu registrierenden Elementes. Ich hoffe darüber später noch einläßlicher berichten zu können.

J. Maurer.

T. Okada: Über die Beziehung zwischen Pulsfrequenz und atmosphärischem Druck [1]). Im Januar 1901 begab sich Herr Helm Clayton vom Blue Hill-Observatorium mittels der Zahnradbahn auf den Gipfel von Pikes Peak, 4313 m, und notierte dabei an den Stationen den Einfluß des abnehmenden Luftdruckes auf die Zahl der Pulsschläge. Die folgende Tabelle erhält die zusammengehörigen Zahlen für Seehöhe, Luftdruck und Pulsfrequenz.

Station	Manitou	Half Way House	Gulch Tank	Windy Point	Pikes Peak
Höhe	2030	2715	3050	3730	4310 m
Luftdruck	602	555	534	492	475 mm
Pulsschläge	78	83	85	90	92

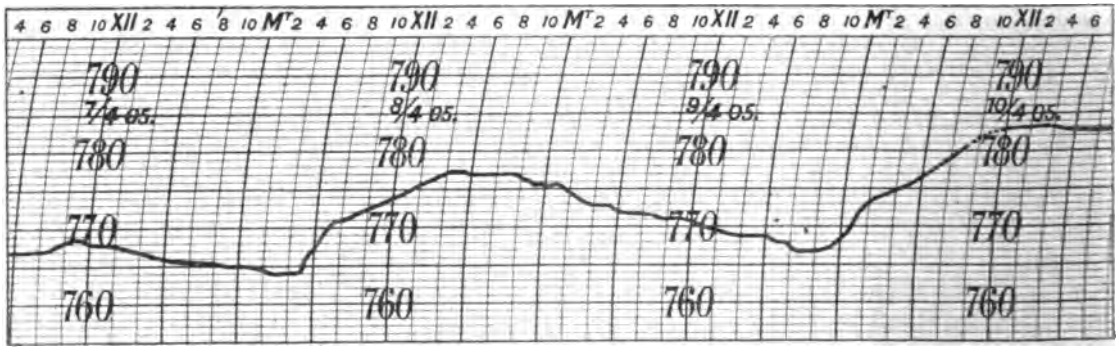
Man sieht, daß die Pulsschläge mit der Verminderung des Luftdruckes regelmäßig zunehmen. Herr Okada hat die Konstanten a und b der Formel $x = a + bp$ berechnet, in der p den Druck in Millimeter bedeutet. Er findet nach der Methode der kleinsten Quadrate die Gleichung:

$$x = 144 - 0.11\ p,$$

welche die obigen Zahlen für die Pulsfrequenz ganz genau wiedergibt. Für das Meeresniveau erhält man als Pulsfrequenz (des Herrn Helm Clayton) 60.4.

Weite Ausdehnung V-förmiger Ausläufer von barometrischen Depressionen. Es ist ein sehr gewohnter Anblick auf den europäischen Wetterkarten, gleichzeitig mit einer tiefen Depression über Nordeuropa eine flache über dem Mittelmeere zu finden, die beide durch eine Furche relativ niedrigen Druckes, meist über Ostdeutschland, zusammenhängen. Durch höheren Luftdruck über den Alpen und die viel wärmere Luft über dem Mittelmeere, verglichen mit Deutschland, erhält indessen in diesen Fällen das südliche Ende der Furche soviel Selbständigkeit, daß man mehr von zwei barometrischen Minima, als von einem eigentlichen „V-förmigen Ausläufer" sprechen kann, wie solche die Britischen Inseln und Zentraleuropa auf ihrem Vorüberzuge von West nach Ost so oft mit Sturm und Wettersturz heimsuchen.

Fig. 2.



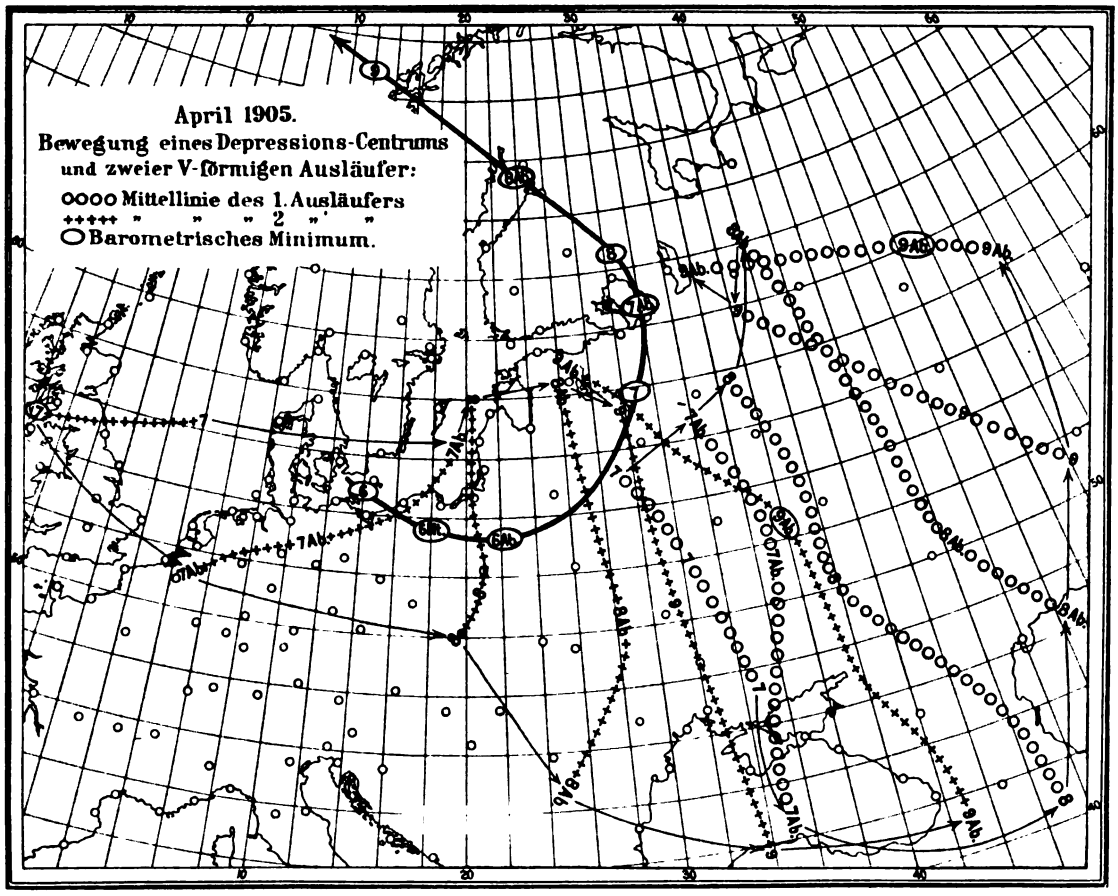
In den Ebenen Osteuropas können die V-förmigen Ausläufer größere Ausdehnung erhalten, ohne in einzelne Minima zu zerfallen. Die Aufzeichnungen eines Richard-Barographen zu Batum am Schwarzen Meere, welche die Deutsche Seewarte der Deutschen Levantelinie für die Zeit vom 29. Dezember 1902 bis zum 11. März 1906 verdankt, zeigen z. B. am 8. und 9. April 1905 (26. und 27. März a. St.) zwei sehr ausgeprägte Barometerwellen, von denen der Vergleich mit den Wetterkarten lehrt, daß sie dem Vorübergang zweier V-Ausläufer einer Depression zuzuschreiben sind, deren Mittelpunkt weit im Norden lag. Unsere Figur 2 gibt eine Kopie des Barogramms.

[1]) Auszug aus Journal Met. Soc. Japan. May 1905.

Digitized by Google

Figur 3 stellt die Bewegung dieser Gebilde über Europa dar. Am Südwestrande einer großen Depression, die am 4. bis 5. von Island über das mittlere Skandinavien und Finnland nach Lappland fortgeschritten war, entstand am 6. April früh ein neues Minimum auf der südlichen Ostsee, das darauf am 6. bis 9. im großen Bogen über Polen, Petersburg und Haparanda dem Norwegischen Eismeer zustrebte. Der Luftdruck am Meeresniveau in ihm war zuerst 740 mm, zuletzt unter 735 mm. In der südlichen Hälfte des großen Gebietes niedrigen Luftdrucks, das diese beiden Minima umfaßte, zeigten sich nun zwei lange Furchen oder Ausläufer desselben, die am 7. in ungleicher Entfernung von der Mitte entstanden, weiterhin aber von denselben Isobaren — 750 und 755 am 8., 755 und 760 am 9. — umschrieben waren. Ihre „Talwege" sind auf Fig. 3 für die Morgen und Abende der drei Tage

Fig. 3.



dargestellt. Man sieht, daß sie eine Winkelbewegung wie zwei Speichen eines Rades ausgeführt haben. Die nacheinander folgenden Lagen der sichtbaren Ränder derselben Erscheinung sind durch Pfeile verbunden, die aber nicht als Trajektorien in irgend welchem Sinnne gelten, sondern nur der Anschaulichkeit dienen sollen.

Es waren typisch ausgebildete lange und schmale Furchen, erst zum Abend des 9. rundete sich in ihnen je ein Kern zum Teilminimum ab. Da Beobachtungen aus Kleinasien und Persien fehlen, so können wir nicht sagen, wie weit südwärts sie sich über das russische Beobachtungsnetz hinaus erstreckten. Es ist aber sehr interessant, aus dem Barogramm von Batum zu sehen, wie intensiv sie noch in so großer Entfernung vom Mittelpunkte des Niederdruckgebietes ausgebildet waren. Es zeigt in beiden Fällen einen langsamen Fall und ein schnelles Steigen des Barometers, das in den 11 Stunden nach dem Minimum je 14 mm, in den ersten 2 Stunden allein $6^1/_2$ und 5 mm betrug, also in der Tat außerordentlich genannt werden kann. Die tiefsten Stände fallen auf 5^h früh am 8. und 9^h abends am 9. April. Über den gleichzeitigen Gang des Wetters in Batum fehlen uns leider Nachrichten.

W. Köppen.

Digitized by Google

Eine neue Windfahne mit elektrischer Anzeigevorrichtung (D. R. G. M.). Die Konstruktion dieser Windfahne ist aus dem Bedürfnis nach einer Windfahne hervorgegangen, welche in bequemer Weise bei Tag- und Nachtzeit eine Ablesung gestattet nicht nur in unmittelbarer Nähe der Windfahnen, sondern im Bedarfsfalle auch in einer beliebigen Entfernung von derselben. Eine solche Windfahne ist also in gleicher Weise wie der oben beschriebene Windmesser besonders geeignet für die Verwendung in meteorologischen Stationen und auf Schießplätzen.

Fig. 4.

Die Fahne dieses Windrichtungsanzeigers besteht aus zwei gegeneinander geneigten leichten Flügeln, die eine langgestreckte Dreiecksform besitzen und aus Aluminium angefertigt sind. Durch geeignete steife Verbindungsstücke werden diese Fügel auseinandergehalten und der Wind trifft, nachdem sich die Fahne eingestellt hat, auf zwei gleich große und gleich geformte Flächen unter demselben Winkel auf; gegenüber den einflügeligen Fahnen besitzt diese Fahne mit zwei Flügeln bekanntlich den schätzenswerten Vorteil einer sicheren und genauen Einstellung. Auch die übrige mechanische Ausführung ist derartig, daß eine große Empfindlichkeit gewahrt bleibt: Die Größe der Flügel ist reich bemessen, die Flügel sind durch ein Laufgewicht ausbalanciert und die senkrechte Achse der Wetterfahne ist in geschützt angebrachten Kugellagern gelagert, so daß ein leichter Gang der Fahne dauernd gewährleistet ist. Für Fernablesungen und überhaupt für Zeichenübertragungen an einen durch mechanische Mittel nicht gut erreichbaren Ort eignet sich bekanntlich ganz besonders die Elektrizität und es möge erläutert werden, wie dieselbe bei diesem neuen Apparate dienstbar gemacht ist.

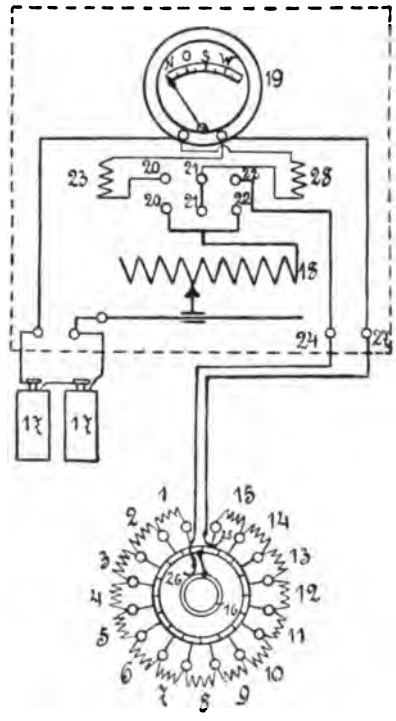
Die Anwendung dieses Apparates ist nicht auf bestimmte Spannungen beschränkt; die elektrische Anzeigevorrichtung kann vielmehr ebensowohl an die konstante Spannung eines beliebigen Lichtnetzes, wie auch an eine kleine stationäre Batterie angeschlossen werden, ohne daß es nötig ist, einen Teil der vorhandenen Spannung durch einen dauernd vorgeschalteten Widerstand abzudrosseln. Die Abbildung Fig. 4 zeigt eine Windfahne, deren elektrische Anzeigevorrichtung durch eine kleine Batterie, aus zwei Trockenelementen bestehend, betrieben wird. Das Prinzip, welches der Einrichtung zugrunde liegt, ist das folgende: Durch einen mit der Windfahne in Verbindung stehenden Umschalter mit 16 Kontakten wird der Stromquelle ein in jeder Umschalterstellung verschiedener Widerstand vorgeschaltet. In dem Stromkreise ist ein Strommesser enthalten, dessen Zeiger bis zur Endmarke der Skala voll ausschlägt, wenn kein Widerstand eingeschaltet ist. Zwischen Null und der Endmarke ist die Skala gleichmäßig eingeteilt und die Widerstände, welche in den einzelnen Stellungen des Umschalters im Stromkreise sind, sind so abgestuft, daß beim Fortschreiten des Umschalters um einen Kontakt der Zeiger um einen Teilstrich fortbewegt wird. Die 16 Kontakte des mit der Windfahne verbundenen Umschalters sind rings um die drehbare Achse

Digitized by Google

der Fahne angeordnet und entsprechen 16 verschiedenen Richtungen der Windrose, und da jede Änderung der Fahnenstellung eine entsprechende Änderung des Zeigers auf dem Meßinstrumente bewirkt, so kann dessen Skalenteilung nach den Windrichtungen selbst geeicht werden. An dem elektrischen Meßinstrumente kann also unmittelbar die jeweilige Windrichtung abgelesen werden.

Die Ausführung des Umschalters ist eine durchaus solide. Der Umschalter hat nämlich die Form eines Stromsammlers (Kollektors) erhalten, wie er bei den Dynamomaschinen für Gleichstom allgemein in Anwendung ist. Ein solcher, aus Lamellen mit Glimmerisolierung bestehender Kommutator besitzt eine außerordentlich große Betriebssicherheit und gewährleistet dauernd einen gleichmäßigen guten Kontakt. Dazu ist der Kommutator sorgfältig abgedreht, eine gut leitende Kupferbürste vermittelt den Stromübergang, ohne daß bei den Bewegungen merkliche Reibungsverluste auftreten können. Die einzelnen Lamellen stehen, wie das Schaltungsschema Fig. 5 zeigt, mit 15 Widerständen 1 bis 15 und mit einem Schleifring 16 in Verbindung. Der Kommutator mit den Widerständen 1 bis 15, sowie der Schleifring 16 sind auf der Achse der Windfahne befestigt, vor dem Kommutator ist fest angeordnet die Bürste 25, vor dem Schleifring die Bürste 26. Nur diese Teile stehen mit der Windfahne in mechanischer Verbindung, alle übrigen Apparate sind auf einer kleinen Schalttafel angeordnet und sind nur durch zwei Leitungsdrähte mit den vorgenannten Apparaten verbunden. Der Strom, welcher von der Batterie 17 ausgeht, kann mittels des Handregulators 18 so reguliert werden, daß das Meßinstrument 19 gerade bis auf den letzten Teilstrich ausschlägt, wenn gar kein Widerstand eingeschaltet ist. Für gewöhnlich ist der Stromkreis durch den Umschalter 20, 21, 22, welcher eine Unterbrechungsstellung besitzt, ausgeschaltet. Schaltet man den Umschalter so, daß die Kontakte 21 mit den Kontakten 20 verbunden sind, so ist in den Batteriestromkreis der Widerstand 23 eingeschlossen und zwar hinter dem Meßinstrument 19. Dieser Widerstand 23 dient als Kontrollwiderstand. Er ist ungefähr ebenso groß bemessen, wie die Leitungs- und Übergangswiderstände, welche in dem Meßstromkreise enthalten sind, wenn die Widerstände 1 bis 15 sämtlich ausgeschaltet sind. In diesem Falle sollte, wie oben auseinandergesetzt, der Strommesser gerade bis auf den letzten Teilstrich zeigen, daß ist also auch bei Einschaltung des Kontrollwiderstandes der Fall. Man kann demnach vor Beginn einer Reihe von Messungen oder, wenn es nötig sein sollte, vor jeder einzelnen Messung kontrollieren, ob auch die Stromquelle genau dieselbe Spannung hat, welche für richtige Ablesungen erforderlich ist; es läßt sich in gleicher Weise bequem nachweisen, ob etwa die Meßbatterie durch langen Gebrauch geschwächt ist. Durch Verstellung des Schiebers am Regulierwiderstand 18 kann die normale Spannung wieder eingestellt werden. Bei den Messungen steht der Hebel des Umschalters 20, 21, 22 so, daß die Kontakte 21 mit den Kontakten 22 verbunden sind. Bei Verfolgung des stark ausgezogenen Stromkreises sieht man, daß ein vollständiger Kreis gebildet wird von dem Zinkpol der Batterie über Widerstand 18, Kontakt 22, 21, 21, 22 des Umschalters, Klemme 24, Bürste 26, dem Schleifring 16 und z. B. bei der aufgezeichneten Stellung des Kommutators über sämtliche Widerstände 1 bis 15, die Bürste 25, die Klemme 27 und den Strommesser 19 nach dem Kohlepol der Batterie. Bei dieser Stellung wird also der Zeiger den geringsten Ausschlag machen und auf dem ersten Teilstrich stehen. Je nach der Größe des eingeschalteten Widerstandes zeigt der Weiser des Instrumentes auf eine andere Stelle der Skala und gibt somit die jeweilige Windrichtung an. Beiläufig erwähnt sei noch der kleine Widerstand 28, welcher dem Strommesser sowohl bei der Kontrolle, wie bei den Messungen

Fig. 5.



Digitized by Google

parallel geschaltet ist, und den Zweck hat, von dem Amperemeter einen Teil des wirklich erzeugten Stromes abzuhalten, da der Strom der beiden Elemente zu stark für das Instrument sein würde.

Als besonderer Vorteil möge hervorgehoben werden, daß von der Windfahne selbst keinerlei mechanische Arbeit verlangt wird, außer daß sie die Reibung in den äußerst leicht gehenden Kugellagern und die ebenfalls sehr geringe Reibung der Bürsten zu überwinden hat. Die Wartung, welche der Apparat erfordert, ist kaum nennenswert, denn alle Teile sind auf eine große Haltbarkeit berechnet und aus bestem Material von geschulten Arbeitskräften hergestellt.

Auch diese Windfahne wurde ausgeführt nach den Angaben des Herrn A. Geyer, Altenburg, in den Werkstätten für Präzisionsmechanik und Elektrotechnik von Max Kohl in Chemnitz. Sie ist in Deutschland durch Gebrauchsmuster gegen unbefugte Nachahmung geschützt. Windfahne mit elektrischer Anzeigevorrichtung, eingerichtet für eigene Lokalbatterie, Umschalter mit 16 Kontakten, Meßinstrument, Regulierwiderstand und Zubehör auf besonderem Schaltbrett, Vorrichtung zum Anschrauben, vollständig, Preis 350 M. Dieselbe, passend für den Anschluß an vorhandene Licht- und Kraftnetze. Preis 380 M. Bei Bestellungen ist die Betriebsspannung anzugeben.

Ein neuer Windmesser für direkte Ablesung (D. R. G. M.). Die bisher verbreiteten Apparate zur Messung der Windgeschwindigkeit, oder, was das gleiche besagt, der Windstärke kann man zwei verschiedenen Klassen zuweisen, nämlich der Klasse von Apparaten, welche die Augenblickswerte anzeigen oder niederschreiben, und derjenigen, welche den Wind eine gewisse Zeit hindurch auf sich wirken lassen und durch Zählung oder Niederschreibung die Summe der Augenblickswerte einer gewissen Zeitfrist, und auf diesem Wege einen Durchschnittswert feststellen. Die bekannteren Apparate, welche die Momentanwerte jederzeit abzulesen gestatten, beruhen auf der Druckwirkung, welche der Wind auf eine Fläche bestimmter Größe von einem festen oder flüssigen Körper ausübt. Diese Fläche ist beweglich so angeordnet, daß sie bei Windstille in einer gewissen Nullage steht und je nach der Stärke des Windes eine geringere oder größere Ablenkung aus dieser Lage erfährt. Aus der Größe der Ablenkung läßt sich die Höhe des Winddruckes mit großer Genauigkeit bestimmen. Gelegentlich ist auch die Saugwirkung des bewegten Luftstromes zu derartigen Messungen benutzt worden. Bei den meisten obengenannten Einrichtungen, welche die Ablesung von Augenblickswerten gestatten, mußte eine besondere Vorkehrung getroffen werden, die Druckfläche beständig der Windseite zuzukehren. Abgesehen davon, daß diese Einrichtungen gewöhnlich nur für einen kleinen Meßbereich brauchbar sind, zum Teil auch den Anforderungen der Praxis vielfach nicht genügen, ergibt die notwendige Anwendung einer besonderen Richtfahne große Ungenauigkeiten in den Messungen, wenn die Windrichtung schwankt.

Die vorliegende neue Einrichtung gestattet nun eine genaue Ablesung der Momentanwerte, ohne daß in jedem Augenblicke die vom Winde getroffenen Flächen des Apparates durch irgend eine Vorrichtung gegen den Wind gestellt zu werden brauchen, und zwar wird für diese Einrichtung das bekannte Robinsonsche Schalenkreuz benutzt. Dieses einfache Windrad, siehe Fig. 6, besteht aus einem Kreuz aus zwei Eisenstäben, welches wagerecht auf einer senkrechten drehbaren Achse befestigt ist. An den vier gleich langen Armen des Kreuzes ist je eine halbe Hohlkugel aus Metall angebracht. Dieses Schalenkreuz bewegt sich in einer Richtung vorwärts, wenn der Wind die Halbkugeln trifft, der Windstoß, welcher die hohle Seite der Kugeln trifft, wirkt nämlich stärker wie der auf die konvexe Seite auftreffende, da er auf dieser nach außen abgleiten kann. Da es also gleichgültig ist, woher der Wind weht, und es für das Schalenkreuz nur einen Drehungssinn gibt, so kann die herrschende Windstärke also in jedem Augenblicke voll ausgenutzt werden und es geht keine Zeit damit verloren, daß bei einer Änderung der Windrichtung der Apparat erst dieser entsprechend eingestellt werden muß. Bisher ist das Robinsonsche Schalenkreuz nun hauptsächlich für die Messung von Durchschnittswerten angewendet worden und es hat sich für diesen Zweck als geeignet erwiesen, da es sich den Schwankungen der Windstärke auch bei kurzen Stößen aus verschiedenen Richtungen schnell und sicher anpaßt. Es wurde in der Weise benutzt, daß seine Achse einen Tourenzähler antrieb und nach gewissen Zeiten ein hörbares oder sichtbares Zeichen abgegeben wurde, so daß unter Berücksichtigung der

Digitized by Google

Tourenzahl für die Meßzeit ein Durchschnittswert der Windstärke ermittelt werden konnte. Der Gedanke, dieses für die Messung der Durchschnittswerte so geeignete Schalenkreuz auch der Messung von Augenblickswerten dienstbar zu machen, ist bei dem neuen Windmesser zur Ausführung gelangt. Es möge, ehe in die eigentliche Beschreibung eingetreten wird, etwas näher erläutert werden, welche Vorteile mit der Einführung der Messung von Augenblickswerten überhaupt erzielt werden.

Fig. 6.

Die Messung des Durchschnittswertes gibt in vielen Fällen kein hinreichendes Bild über die tatsächlich vorhanden gewesenen Windstärken ab. Es ist eine bekannte Erscheinung, daß gerade die starken und so verheerend wirkenden Winde meist nicht längere Zeit hindurch eine große Geschwindigkeit beibehalten, sondern daß solche Winde aus einzelnen Stößen bestehen, die während einer kurzen Zeit anwachsen und abnehmen, sich nach kürzeren oder längeren Pausen wiederholen und daß während dieser Pausen eine relativ geringe, ziemlich gleichmäßige Windstärke herrscht. Die z. B. nach der letzten Methode gemessenen Durchschnittswerte zweier Messungen können daher sehr wohl gleich hoch ausfallen, obgleich die gefährlichen Schwankungen in dem einen Falle viel bedeutender waren, wie in dem anderen. Da nun das Robinsonsche Schalenkreuz für alle Geschwindigkeiten des Windes gleich gut geeignet ist, so dürften die mit demselben ermittelten Augenblickswerte interessante Aufschlüsse geben über die Natur des Windes und der neue Apparat wird ebensosehr geeignet sein für meteorologische Beobachtungswarten als auch für den Gebrauch auf Schießplätzen usw.

Fig. 7.

Der vollständige, in Fig. 6 abgebildete Apparat wurde nach den Angaben von A. Geyer in Altenburg konstruiert und hat sich bisher ausgezeichnet bewährt. Auf der in Kugellagern sorgfältig gelagerten Welle des Schalenkreuzes ist der Anker einer kleinen magnetelektrischen Maschine befestigt. Bei der Bewegung des Schalenkreuzes wird in dem Anker eine elektromotorische Kraft erzeugt, die in jedem Augenblicke der Umdrehungsgeschwindigkeit proportional ist und daher ein genaues Maß für die Augenblickswerte der Windgeschwindigkeit bildet. Die erzeugte elektrische Spannung wird durch ein Millivoltmeter gemessen, dessen Ausschläge den Augenblicksspannungen proportional sind. Die Skala des Voltmeters wird, um bei den Messungen jegliche Umrechnung entbehrlich zu machen, direkt nach Windgeschwindigkeiten in Meter pro Sekunde

Digitized by Google

empirisch geeicht und erhält in diesem Falle eine gleichmäßige Teilung, sie kann aber auch nach einer anderen bekannten Skala geeicht werden. Die Arbeit, welche das Schalenkreuz für den Betrieb der magnetelektrischen Maschine aufbringen muß, ist sehr gering, die Meßresulte werden dadurch nicht wesentlich beeinflußt. Der Windmesser ist von äußeren Stromquellen gänzlich unabhängig, da er den erforderlichen Strom selbst erzeugt. Fig. 7 zeigt das schon in Fig. 6 enthaltene Voltmeter in größerem Maßstabe mit der zwölfteiligen Beaufordschen Windskala.

Der in Fig. 6 enthaltene Apparat ist eingerichtet für Aufstellung auf dem Dache der Beobachtungsstation. Bei der Verwendung auf Schießplätzen wird er auf ein besonderes Gerüst aufgebaut, um die Messungen von Einflüssen des Terrains möglichst unabhängig zu machen. Der nicht dem Winde auszusetzende Teil des Apparetes wird dann in einen Kasten eingeschlossen, und die Skala des Meßinstrumentes kann an einer zur Ablesung geeigneten Stelle angebracht werden, wodurch eine bequeme Benutzung ermöglicht ist. — Außer den oben schon genannten Vorteilen besitzt diese Art der elektrischen Windmesser für direkte Ablesung noch eine Reihe von besonderen Vorzügen, die seine Einführung erleichtern dürften. Es kann nämlich an Stelle des Zeigervoltmeters besonders auch für Beobachtungen bei Nacht ein registrierendes Voltmeter eingeschaltet werden; die von einem solchen Voltmeter aufgezeichneten Werte ermöglichen auch in späterer Zeit die Feststellung aller Momentanwerte und mit ihrer Hilfe lassen sich zugleich auch die Durchschnittswerte für gewisse Zeiten ermitteln. Die Ablesung kann auch in beliebiger Entfernung von dem Apparate selbst vorgenommen werden, es braucht nur eine Verbindungsleitung, aus zwei Drähten bestehend, von dem Windmesser nach der Beobachtungsstelle, an welcher das Millivoltmeter angebracht ist, verlegt zu werden. Verbindet man eine Signaleinrichtung mit dem Meßinstrumente, so ist es möglich, das Überschreiten gewisser Windstärken durch ein elektrisches Zeichen zu melden.

Der Windmesser wird ausgeführt in den Werkstätten für Präzisionsmechanik und Elektrotechnik von Max Kohl in Chemnitz und ist durch Gebrauchsmuster gegen unbefugte Nachahmung geschützt. Vollständiger Apparat zum Messen von Windgeschwindigkeiten, bestehend aus einem Schalenkreuz, in geschützten Kugellagern gelagert, mit magnetelektrischer Maschine, Millivoltmeter und Vorrichtung zum Anschrauben, gemäß Fig. 6. Preis 400 M.

Der Mai 1906 in Nordeuropa. Dieser Monat zeichnet sich bis jetzt (25. Mai) durch eine außergewöhnlich hohe Temperatur aus, in der ersten Dekade war ein Tag, in der zweiten drei Tage wärmer als je in der 150jährigen Reihe von St. Petersburg. Die erste Dekade war dauernd warm. Mittel 17.5, Abweichung vom vieljährigen + 11.3. Ich bemerke noch, daß die Normaltemperatur dieser Dekade in Sewastopol 15.6, in Tiflis 17.5 beträgt. Die Wetterlage war meistens hoher Luftdruck im Ural oder im äußersten NE des europäischen Rußland und niedriger entweder im hohen Norden oder in Mitteleuropa. Der 23. brachte hier ein Mittel von 23.2, Maximum 29.3. In manchen Jahren kommen solche Mittel und Maxima überhaupt nicht vor, so 1902. Um 7^h morgens hatten Petersburg 22°, Paris 7°, um 13 oder 14^h, Petersburg 28.5 (die höchste Temperatur nach den telegraphischen Berichten aus Europa, Kleinasien und Turkestan), Sordovala (NW-Ufer des Ladoga) 24.5, Stockholm 7.8, Christiansund 6.2, Paris 13.5, Turin 12.6, Sewastopol 15.0, Tomsk 7.8. Am Morgen dieses Tages war ein Minimum <750 vom südlichen Dänemark bis zu den österreichischen Alpen, und Maxima >765 östlich von Samara und im NW Skandinaviens. Am Morgen des 21. war ein Minimum <745 im N des Bottnischen Busens, ein „Korridor“ niedrigen Druckes <755 erstreckte sich bis zum Mittelmeer, Druck >760 auf der Pyrenäenhalbinsel, der Bretagne und Irland, >765 im NE des europäischen Rußlands.

Äußerst scharf war der Temperaturkontrast in Finnland um 13^h, als sich das Minimum etwas nach Ost verschoben hatte. Es meldeten Petersburg 25.7, Helsingfors 21.0, Tammerfors 14.6, Uleaborg 1.3, Haparanda 1.0, Mariehawn (Ålandsinseln) 4.0, Stockholm 3.4, Turin 11.6. Die zweite Dekade des Mai brachte eine „Kältewelle“, und am 13. und 14. war die Temperatur etwas unter dem Mittel, in den zwei Nächten Frost, am Observatorium Pawlowsk auf dem Grasse — 6 am 14. Erst am 8. Mai verschwand das letzte Eis auf dem Golf von Finnland bei St. Petersburg, noch am 9. Mai war hier und da Schnee in den Wäldern und Schluchten. A. Woeikof.

Digitized by Google

Meteorologische Notizen aus Rußland. Einem Briefe des Herrn Prof. Woeikof aus Petersburg vom 26. April entnehmen wir die folgenden Mitteilungen von allgemeinerem Interesse.

Ich war auf meinem Landhause in Finnland, 55 km von hier. Es gab da Erscheinungen, welche Sie im Süden nicht haben. Bei der ganz sommerlichen Witterung (vom 3. bis zum 6. Mai Maxima über 25°) Eis auf dem Meerbusen und Schnee zwischen den Gebüschen zu sehen! Ich trieb fleißig Luft- und Sonnenbad mit Wassergehen im Meere (schon 13° an flachen Stellen am Ufer) und Schneegehen.

Nur 1774, nach den sehr langen Beobachtungen in Petersburg, war es so sehr warm ganz zu Anfang des Mai. Und es ist ein besonderer Typus der Witterung, welcher uns im Mai und auch im Frühherbste unsere wärmsten Tage gibt.

Maxima am Ural. Das gibt lange andauernde SE-Winde, warm und trocken. Nicht selten herrschen sie mit Cyklonen im hohen Norden und sekundären Minima auf dem baltischen Meere. Dann haben wir hier warmes Wetter, abwechselnd trocken und regnerisch, je nachdem die fernen Anticyklone oder die Cyklone herrschen. Weiter im Innern Rußlands ist es dann anhaltend trocken und warm. So war es Ende September und Anfang Oktober 1896. Mai 1889 und 1897 hatten das uralische barometrische Maximum und waren äußerst warm. 1897 erinnerte der Frühling an den jetzigen. Bis Mitte bzw. Ende April ungefähr normal und dann warm mit einem Ruck.

Die Entwickelung der Vegetation ist feenhaft rasch in solchen Jahren.

Eine seltene Farbenerscheinung am Himmel beobachtete ich am 14. März kurz nach 12 Uhr mittags von der Straße aus. Von Westen her näherte sich der Sonne eine weiße Wolke mit großer Geschwindigkeit. Da sie zu irisieren begann, verfolgte ich sie und machte auch meinen Begleiter, den Primaner Troche, darauf aufmerksam. Während sie vor der Sonne vorüberzog und diese verdeckte, bildete sich plötzlich in der Nähe ihres oberen Randes links neben der in gewöhnlicher Weise rot und grün dauernd weiter irisierenden Stelle, welche in 8 bis 10° Abstand von der Sonne eben den Vertikal derselben passiert hatte, ein ganz eigentümlicher, bräunlich-violett gefärbter und gleich darauf unmittelbar über demselben bis zum Wolkenrande ein blauer und links von diesem ein gelber Fleck. Sie waren scharf begrenzt und von rechteckiger Form, der violette unten bogenförmig abgerundet, mit ihren rechten und linken Seitenlinien senkrecht zum Horizont. Die Gesamtfläche dieser drei Flecke war etwa achtmal größer als die Sonne. Die äußerst intensiven Farben zeigten nicht die geringste Abstufung, sondern waren völlig homogen. Das Violett und das Blau stießen ohne jeden Übergang in einer fast geraden horizontalen Linie scharf aneinander. Die Erscheinung dauerte nur kurze Zeit, da die Wolke sich sehr schnell bewegte und bald in eine, wie ich annahm, für den Fortbestand ungünstige Entfernung von der Sonne gelangte. Ein so merkwürdiges Gebilde mit seinen ganz eigenartigen Farbentönen hatte ich bisher am Himmel noch nie gesehen. Es erinnerte mich sofort an das Bild, welches ein gesplittertes Gipsblättchen im polarisierten Lichte zeigt. Während Troche sich mühte, das Phänomen in einer Zeichnung festzuhalten und die Nuance des Violetts durch Mischung von Tuschfarben darzustellen, gelang es mir auch gleich, dieselbe an Gipsblättchen wiederzusehen, die ich zwischen zwei Sätzen von Glasplatten gegen den Himmel, etwas seitwärts von der Sonne horizontal über mich hielt und durch Drehen um die Vertikale orientierte, sowie auch schon ohne Polarisationsvorrichtung beim Betrachten der Blättchen auf dunkler Unterlage bei richtiger Lage im reflektierten Lichte. In der Nacht zum 14. März hatte es geschneit und gestürmt, vormittags war es klar und etwas wärmer geworden, doch betrug um Mittag die Lufttemperatur nur 2°.

Hirschberg i. Schl., März 1906. Prof. Dr. E. Reimann.

Täglicher und jährlicher Gang des Dampfdruckes in verschiedenen Seehöhen in Südindien. Der ausgezeichneten Bearbeitung der meteorologischen Beobachtungen, welche John Allan Broun am Observatorium in Trevandrum und auf dem Agustia Pik in dessen Nachbarschaft angestellt und unbearbeitet hinterlassen hat (Indian Meteorological Memoirs, Vol. X: The Dicussion of hourly met. observ. recorded at Agustia 1856/58 und Discussion of comparative hourly observations etc.) durch Sir John Eliot entnehmen wir die nachfolgenden Daten über den Gang des Dampfdruckes und der relativen Feuchtigkeit. Die Abhandlung von Sir John Eliot enthält auch die Gleichungen des täglichen Ganges für

Digitized by Google

alle Beobachtungsreihen, eine eingehende Diskussion der Konstanten derselben und ihrer Änderung mit der Seehöhe und der Eintrittszeiten der Extreme bei den einzelnen Wellen, aus welchen sich der tägliche Gang zusammensetzt. Darauf können wir hier nicht näher eingehen.

Der Dampfdruck nimmt in Südindien langsamer ab, als es meiner empirischen Formel entspricht, offenbar weil die üppige Vegetationsdecke auch noch auf Agustia Pik eine ergiebige Quelle des Wasserdampfes ist. Der Quotient $e_h : e_0$ ist für 1830 m Höhendifferenz 0.58, während meine Formel bloß 0.52 gibt. Der Fehler ist rund ein Zehntel.

An allen Höhenstationen tritt das Maximum des Dampfdruckes um 8^h abends ein, in den größeren Höhen das Maximum um 2^h nachmittags, also unten der Dampfdruck unter dem Mittel. Das Minimum tritt überall zwischen 6^h und 8^h vormittags ein.

Täglicher Gang der Luftfeuchtigkeit auf Agustia Pik 8° 37′ NB, 77° 20′ E v. Gr. 6200 Feet.

	Dampfdruck in Millimetern					Relative Feuchtigkeit				
	Kühle Jahreszeit Dez.—Febr.	Heiße Zeit März—Mai	Regenzeit des SW-Monsuns Juli—Sept.	Rückzug des SW-Monsuns Okt.—Nov.	Jahr	Kühle Zeit	Heiße Zeit	Regenzeit	Übergangszeit	Jahr
Mittn.	9.9	11.8	11.2	11.0	11.05	95	95	98	97	96.2
1^a	9.7	11.6	11.5	10.9	10.92	95	95	98	98	96.5
2	9.4	11.4	11.5	10.8	10.77	94	94	98	97	95.7
3	9.2	11.3	11.4	10.7	10.65	92	94	98	97	95.2
4	8.9	11.2	11.4*	10.6*	10.52	91	93	98	97	94.7
5	8.7	11.1*	11.4	10.6*	10.45*	89	93	98	97	94.2
6	8.7*	11.2	11.5	10.7	10.52	89	93	98	96	94.0
7	8.8	11.4	11.6	10.8	10.65	89	92	98	96	93.7
8	9.0	11.8	11.8	11.1	10.92	88	92	97	95	93.0
9	9.3	12.3	12.0	11.4	11.25	87	91	96	95	92.2
10	9.6	12.8	12.3	11.8	11.62	86	90	96*	95*	91.7
11	9.9	13.0	12.6	12.2	11.92	85	88	96	95	91.0*
Mittg.	10.2	13.2	12.8	12.5	12.17	85	87	97	96	91.2
1^p	10.4	13.2	12.9	12.6	12.27	85	85	97	97	91.0
2	10.6	13.2	12.9	12.5	12.30	85*	85*	98	97	91.2
3	10.6	13.1	12.8	12.3	12.20	85*	87	98	97	91.7
4	10.5	13.0	12.5	12.0	12.00	85	89	98	97	92.2
5	10.4	12.8	12.3	11.8	11.82	87	92	98	98	93.7
6	10.4	12.6	12.0	11.6	11.65	90	94	98	98	95.0
7	10.4	12.5	11.8	11.5	11.55	93	95	98	98	96.0
8	10.4	12.4	11.7	11.4	11.47	95	96	98	98	96.7
9	10.4	12.3	11.6	11.2	11.37	95	96	98	97	96.5
10	10.3	12.2	11.6	11.1	11.30	95	96	98	97	96.5
11	10.1	12.0	11.6	11.1	11.20	95	96	98	97	96.5
Mittel	9.82	12.22	11.96	11.42	11.36	89.8	92.0	97.6	96.7	94.0

Jährlicher Gang des Dampfdruckes in Millimetern.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Agustia	9.9	9.6	11.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.7	11.6	11.3	10.0	11.4
Trevandrum	16.9	17.4	19.7	21.0	21.4	20.6	20.2	19.9	19.8	20.0	19.8	18.0	19.6

Täglicher Gang des Dampfdruckes nach korrespondierenden Beobachtungen vom 20. Jan. bis 19. Febr. 1859.

	Mittn.	2^a	4^a	6^a	8^a	10^a	Mittg.	2^p	4^p	6^p	8^p	10^p	Mittel
Trevandrum	0.91	0.41	— 0.70	— 1.55*	— 1.26	— 0.64	— 0.55	— 0.44	0.28	1.10	1.33	1.12	17.37
Kalliad . . .	.49	.24	— .52	— 0.89	— 0.61	— 1.14	— 1.56*	— .82	.11	1.26	2.08	1.35	13.54
Charatha . .	.65	.32	— .51	— 1.05	— 1.40*	— 1.42*	— .60	— .13	.07	1.19	1.80	1.09	12.62
Kamala . .	.47	.08	— 1.08	— 1.63*	— 1.30	— .90	.00	.74	.64*	0.92	1.27	0.79	11.07
Agustia . .	.22	.00	— .98	— 1.67*	— 1.37	— .72	.28	.99	.79*	.82	1.06	.58	9.86

Seehöhen und mittlerer Luftdruck.

	Trevandrum	Kalliad	Charatha	Kamala	Agustia
Höhe	59	366	823	1372	1890
Luftdruck	755.0	724.2	691.5	648,7	612.1

J. Hann.

Meteorologische Beobachtungen in Brasilien. Dem kürzlich erschienenen Boletim Semestral Nr. 14 (Rio de Janeiro 1905) entnehmen wir die nachfolgenden Beobachtungsergebnisse einiger Küstenstationen in Brasilien.

Digitized by Google

Die genannte Publikation wird herausgegeben von dem Marineministerium, Abteilung für Meteorologie, Direktor Américo Silvado; die Zentralstation mit selbstregistrierendem Instrumente befindet sich in Rio de Janeiro, Morro de Santo Antonio. Jährlich werden zwei solcher Boletims veröffentlicht von etwa 800 Seiten in 8° mit den täglichen Ergebnissen der Hauptstation (die stündlichen Werte aller Elemente in extenso) und der ziemlich zahlreichen Stationen an den Küsten. Ein größerer Teil derselben besteht aus Regenstationen.

Sehr erfreulicherweise wird in den Jahresübersichten der Ergebnisse (welche Luftdruck und Temperaturmittel, Verdunstung und Regenhöhe und Windhäufigkeit enthalten) angegeben, wie die Temperaturmittel gebildet worden sind, was wir bei Mitteilungen aus Brasilien bisher fast stets vermißt haben.

Lage der Stationen:

Rio de Janeiro. Zentralstation am Morro de Santo Antonio (24stündige Mittel). 22° 54.5′ S. Br., 43° 31′ W v. Gr. 64.5 m.

Pernambuco, Torre do Recife. 8° 4′ S. Br., 24° 53′ W v. Gr. 30 m. Mittel (Max. + Min): 2.

Aracaju. 10° 55′ S. Br., 37° 4′ W v. Gr. 4.3 m. Mittel (Max. + Min. + 9 + 9): 4.

Florianopolis. 30° 36′ S. Br., 48° 34′ W v. Gr. 4.0 m. Mittel (Max. + Min. + 9 + 9): 4.

Barra do Rio Grande do Sul. 32° 9′ S. Br., 52° 3′ W v. Gr. 2 m. Mittel (Max. + Min. + 9 + 9): 4.

1893	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Luftdruckmittel.													
Rio de Janeiro . .	756.1	756.1	756.4	757.8	759.7	761.2	762.4	761.3	760.3	757.8	755.5	754.1	758.2
Pernambuco . . .	59.2	60.7	59.7	59.0	60.2	61.8	62.5	62.4	62.3	61.1	59.8	59.2	60.7
Aracaju	61.5	62.9	62.0	61.9	63.3	65.3	66.1	65.8	65.3	63.7	61.7	61.4	63.4
Florianopolis . . .	61.2	60.3	60.9	62.5	64.6	64.6	67.2	65.9	65.3	62.4	59.7	58.7	62.8
Rio Grande do Sul	60.3	59.7	59.7	62.0	64.1	63.1	66.5	65.2	65.0	62.3	60.6	59.4	62.3
Temperaturmittel.													
Rio de Janeiro . .	24.6	26.4	26.2	23.0	20.9	21.2	19.3	20.1	20.9	22.3	23.6	25.5	22.8
Pernambuco . . .	27.3	27.0	27.3	26.9	26.2	25.3	23.8	24.0	25.0	25.8	26.6	26.9	26.0
Aracaju	26.4	26.9	27.2	26.8	25.7	25.2	24.7	24.3	25.2	25.5	26.4	25.9	25.8
Florianopolis . . .	23.8	25.8	25.0	22.0	18.2	18.8	16.2	17.2	19.1	16.2	21.9	20.3	20.4
Rio Grande do Sul	22.3	23.9	23.4	20.2	15.7	14.3	12.9	13.7	15.9	16.4	19.6	23.3	18.5
Niederschlagsmenge.													
Rio de Janeiro . .	128	97	47	47	76	25	29	67	39	81	29	199	864
Pernambuco . . .	75	41	24	46	167	87	112	70	14	4	21	2	663
Aracaju	17	26	63	86	472	288	60	54	25	32	20	44	1187
Florianopolis . . .	95	118	178	118	31	87	65	48	25	170	91	573 [1])	1599
Rio Grande do Sul	18	121	29	108	48	240	50	114	26	58	92	91	995

J. Hann.

Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius. Herr T. F. Claxton, der neue Direktor des genannten Observatoriums, teilt in seinen neuen Jahresberichten, deren letzter unter dem Titel: Results of Magn. and Met. Observations made at the R. Alfred Observ. Mauritius in the year 1901 im Jahre 1904 erschienen ist, auch die Mittelwerte der meteorologischen Elemente mit, welche wir in einer Tabelle auszugsweise und auf metrisches Maß reduziert, zusammengestellt haben.

Zur Ergänzung mögen hier noch einige Extreme angeführt werden.

Absolute Extreme des Luftdruckes 768.9 am 20. Juni 1877 und 705.6 am 29. April 1892 (Cyklon), Maximum des Dampfdruckes 25.2 mm am 14. Januar 1897, Minimum 8.2 am 10. Juni 1894; Extreme der Bodentemperatur in 5 Fuß 28.2 und 23.3, in 10 Fuß 26.7 und 24.0. Tagesmaximum des Regenfalls 490 mm am 20. Februar 1896, am 7. Mai 1884 fielen auch 286 mm, größte Windstärke pro Stunde 46.2, pro 5 Minuten 53.3 m/sec bei dem Orkan am 29. April 1892.

Heitere Tage gibt es wenige, das Maximum hatte der Mai 1882 mit 8 ganz heiteren Tagen, der März 1895 hatte 28 Regentage, der Janur 1898 19 Gewittertage, während das Jahresmittel bloß 20 ist, sehr wenig für ein tropisches, regenreiches Klima.

---

[1]) Am 11. Dez. 220.1 mm? Das Tagebuch sagt: Choveu pela madingada e á tarde cahiu chuva forte, acompanhada de vento S. fresco. Am 27. fielen 65 mm. 23 Regentage im Monat.

Digitized by Google

Mittlere Resultate der meteorologischen Beobachtungen am R. Alfred-Observatorium auf Mauritius, 20° 6′ s. Br., 57° 33′ E v. Gr., 55.2 m.

	Luftdruck Mittel	Temperatur Mittel	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Differenz	Absol. Max.	Absol. Min.	Dampfdruck	Rel. Feuchtigkeit	Sonnenschein Stunden pro Tag	Sonnenschein Proz.	Temp. d. Bodens 5 Fuß	Temp. d. Bodens 10 Fuß
Anzahl d. Jahre	27	11	11	11	—	11	11	11	11	15	15	16	15
Januar	755.6	26.1	30.2	22.7	7.5	33.9	19.2	18.7	75	7.69	58.6	26.6	25.1
Februar . . .	55.1	25.8	29.8	22.7	7.1	32.8	17.7	19.2	78	7.21	56.7	27.1	25.3
März	56.0	25.2	29.0	22.2	6.8	31.6	17.4	19.0	80	6.72	55.3	27.3	25.6
April	57.5	24.1	27.9	21.2	6.7	30.5	17.1	17.9	81	7.31	63.1	27.1	25.7
Mai	59.2	22.3	26.0	19.2	6.8	29.2	13.0	15.9	79	7.37	66.4	26.5	25.8
Juni	61.1	20.4	24.4	16.4	8.0	28.3	10.3	13.7	76	7.43	68.3	25.6	25.7
Juli	62.1	19.7	23.9	16 4	7.5	26.8	11.6	12.9	76	7.65	69.5	24.7	25.4
August	62.2	20.0	24.2	16.7	7.5	26.6	10.5	12.9	74	7.49	65.7	24.1	25.1
September . .	61.8	20.9	25.3	17.0	8.3	28.3	12.1	13.3	72	8.01	67.0	23.9	24.8
Oktober . . .	60.5	22.3	27.3	18.1	9.2	31.0	14.3	14.0	70	8.14	65.1	24.3	24.6
November . .	58.9	24.0	28.9	19.6	9.3	32.2	14.4	15.3	68	8.59	66.1	25.0	24.6
Dezember . . .	57.2	25.6	30.1	21.8	8.3	34.8	16.7	17.1	71	8.27	62.3	25.8	24.8
Jahr	758.9	23.0	27.3	19.5	7.8	34.8	10.3	15.8	75	7.66	63.7	25.7	25.2

	Bewölkung 0—10	Zahl der Tage mit heiter	trüb	Regen	Gewitter	Blitzen	Niederschlag Menge	Dauer Stunden	Verdunstung	Ozon 0—10	Wind Richtung	Wind Geschw. mps	Regenmenge 1875/95
Anzahl d. Jahre	23	23	23	14	41	41	14	14	14	14	26	26	21
Januar	6.4	0	8	18	4	2	208	36.6	6.3	3.4	S 86° E	5.0	184
Februar . . .	6.3	0	8	18	4	2	193	33.9	5.5	3.2	81	4.9	154
März	6.4	0	9	21	5	2	248	47.1	4.7	3 8	78	4.6	222
April	5.7	1	6	18	3	1	128	28.6	4.2	4.4	70	4.7	147
Mai	5.1	3	4	15	1	1	83	23.3	3.6	4.7	65	4.6	102
Juni	4.9	2	4	15	0	0	50	20.5	3.1	5.0	61	5.0	52
Juli	5.1	1	3	21	0	0	59	26.4	3.4	5.3	64	5.4	59
August	5.5	1	4	21	0	0	77	31.5	4.0	5.3	68	5.5	58
September . .	5.6	1	4	15	0	0	33	16.0	4.9	4.8	71	5.4	36
Oktober . . .	5.7	1	4	15	0	0	30	13.7	5.8	4.1	78	4.9	43
November . .	5.5	1	4	13	1	1	47	14.5	6.9	3.3	83	4.8	49
Dezember . . .	6.1	0	7	15	2	1	113	21.9	6.7	3.3	91	4.8	132
Jahr	5.7	11	65	205	20	10	1269	314.0	4.9	4.2	S 74° E	5.0	1238

J. Hann.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Zugspitze im Jahre 1905. Wir haben nach den Monatsübersichten der Witterungsverhältnisse im Königreich Bayern, mitgeteilt von der Kgl. bayer. meteorol. Zentralstation, Separatauszüge aus der Augsburger Abendzeitung, wie in früheren Jahren die folgende Jahresübersicht der Beobachtungsergebnisse auf der Zugspitze zusammengestellt.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf der Zugspitze (2964 m) im Jahre 1905.

	Luftdruck Mittel	Temperatur 7a	2p	9p	Mittel	Mittlere tägl. Extreme	Absolute Extreme	Feuchtigkeit absol.	Feuchtigkeit rel.	Bewölkung	Niederschlag
Jan. . .	528.0	—14.6	—13.7	—13.8	—14.0	—10.5 —17.3	—3.6 —34.6	1.4	83	6.1	55
Febr. . .	27.0	—13.7	—12.1	—13.0	—13.0	—10.2 —15.2	—2.2 —24.8	1.4	84	6.3	53
März . .	25.2	— 9.7	— 8.4	— 9.8	— 9.4	— 6.5 —12.2	—1.8 —16.8	1.9	85	7.6	63
April . .	25.3	— 9.0	— 7.1	— 8.4	— 8.2	— 4.8 —11.3	0.6 —23.2	2.3	90	7.4	60
Mai . .	30.6	— 3.5	— 1.5	— 3.8	— 3.1	0.2 — 5.5	6.0 —11.8	3.1	84	6.9	88
Juni . .	32.9	0.1	2.4	0.4	0.8	4.2 — 1.4	12.4 — 6.2	4.5	91	7.7	104
Juli . .	37.2	3.8	5.7	3.8	4.3	7.9 1.8	17.4 — 4.4	5.3	85	6.7	112
August .	34.8	1.4	3.8	2.1	2.4	6.2 0.0	14.0 — 7.2	5.0	90	7.1	213
Sept. . .	33.3	0.1	2.3	0.8	1.0	3.8 — 1.2	11.4 — 7.6	4.5	90	7.3	92
Oktober.	25.9	—10.5	— 8.5	— 9.9	— 9.7	— 7.3 —12.1	—1.8 —18.0	2.1	92	7.9	139
Nov. . .	23.6	— 9.7	— 8.5	— 8.7	— 8.9	— 6.3 —11.0	0.3 —17.8	2.2	90	7.4	105
Dezbr. .	31.5	— 8.7	— 7.7	— 8.3	— 8.3	— 5.9 —11.0	—1.3 —21.7	1.7	68	5.0	41
Jahr . .	529.6	— 6.2	— 4.4	— 5.7	— 5.5	— 2.4 — 8.0	17.4 —34.6	2.9	86	6.9	1125

Temperaturbeobachtungen zu Agaña, Insel Guam, 1902. Herr Prof. Dr. Cleveland Abbe jr. hatte die Freundlichkeit, uns brieflich eine Fortsetzung der Temperaturbeobachtungen auf der Insel Guam mitzuteilen, die wir hier, auf das hundertteilige Thermometer reduziert, mitteilen (s. d. Z. 1906, S. 141).

Digitized by Google

Agaña, Guam, Temperaturbeobachtungen im Jahre 1902.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
7^a . . .	24.5	25.1	25.0	26.5	26.9	27.0	26.9	25.9	26.3	24.8	25.2	24.1	25.7
2^p . . .	28.5	28.5	28.9	29.1	30.0	30.1	29.2	28.8	28.6	28.8	28.0	27.7	28.8
9^p . . .	25.6	25.8	25.9	26.6	27.0	27.3	26.9	26.6	26.2	26.1	26.2	24.8	26.3
Mittel (7, 2, 9, 9)	26.1	26.3	26.4	27.2	27.4	27.9	27.4	27.0	26.9	26.4	26.4	25.4	26.7

Marc Dechevrens: Über den täglichen Gang des Barometers auf der Insel Jersey, England. Der Direktor des Observatoriums auf der Insel Jersey, bekannt durch seine vielen verdienstlichen Untersuchungen als Direktor des Shanghai Observatoriums, sendet uns die folgenden Verbesserungen zu der im Novemberheft 1905 der Meteorol. Zeitschr., S. 384, abgedruckten Berechnung der zwei ersten Glieder der Besselschen Formel, die er teilweise anders findet.

Der tägliche Gang des Luftdruckes (1894—1903), wie er in dem Bulletin des St. Louis Observatorium für 1904 sich abgedruckt findet, ist von mir nach der Besselschen Formel mit vier Gliedern gerechnet worden. Die berechnete Variation unterscheidet sich wenig von der beobachteten. Hier sind die von mir gefundenen Konstanten der Formel [1]).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
M . .	758.02	57.67	54.84	55.66	57.16	57.62	58.02	57.27	57.84	55.44	57.36	55.40	756.86 mm
a_1 . .	0.030	0.087	0.038	0.089	0.086	0.086	0.141	0.115	0.058	0.049	0.040	0.027	0.059 „
A_1 . .	216° 7′	252°56′	222°39′	254°32′	247°59′	260°58′	241°49′	234°59′	270° 0′	157°36′	3°19′	207°18′	244°27′
a_2 . .	0.277	0.302	0.297	0.286	0.273	0.255	0.252	0.267	0.319	0.290	0.295	0.265	0.279 mm
A_2 . .	150°14′	146°28′	143°38′	140°42′	140°42′	137°52′	130° 1′	136°15′	147°55′	156° 0′	160°20′	150°53′	145°22′
a_3 . .	0.028 mm												
A_3 . .	7°24′												

Periodische Temperaturschwankungen bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen. Herr Albert Defant in Innsbruck sandte an die kaiserliche Akademie der Wissenschaften in Wien eine Abhandlung ein unter dem Titel: Innsbrucker Föhnstudien II. Periodische Temperaturschwankungen bei Föhn, deren Inhalt wir nach dem Akademischen Anzeiger vom 5. April 1906 im folgenden vorläufig kurz mitteilen wollen. Die Abhandlung selbst wird in den Denkschriften der Akademie publiziert werden, wie Föhnstudien I von H. v. Ficker [2]).

In Innsbruck treten vor Beginn des Föhns oder bei Föhnpausen wellenförmige Temperaturschwankungen auf. Sie treten dann auf, wenn die unteren Schichten des Tales mit kalter stagnierender Luft erfüllt sind, während in der Höhe (wenigstens über Innsbruck) die warme Südströmung herrscht. In den 10 Jahren von 1896 bis 1905, während welcher ein großer Thermograph Richard in Innsbruck funktionierte, kam diese Erscheinung durchschnittlich 13.4 mal im Jahre vor, wobei während eines Falles durchschnittlich 33.4 Wellen auftraten.

Bei solchen Temperaturwellen haben je zwei aufeinanderfolgende Temperaturmaxima einen ungleichen Zeitabstand: von 3 Minuten bis zu etwa 1 Stunde. Ordnet man die Wellen nach diesem Abstande der Maxima in Gruppen, so zeigt sich, daß übereinstimmend in allen 10 Jahren drei bestimmte Perioden bedeutend vorwiegen: 14.0, 24.5 und 41.5 Minuten.

Auch auf graphischem Wege läßt sich zeigen, daß die Temperaturwellen durch Superposition dreier Wellen von 14.0, 24.5 und 41.5 Minuten Schwingungsdauer entstehen.

Diese Temperaturwellen sind jedenfalls auf wellenförmige Bewegungen der Luft im Inntale zurückzuführen.

Aus dem Auftreten bestimmter Wellenlängen läßt sich schließen, daß diese wellenförmige Bewegungen der Luft nicht durch Helmholtzsche Luftwogen entstehen (dann müßte ihre Wellenlänge variabel sein), sondern durch stehende Luftwellen einer Grundschwingung mit ihren Obertönen. Es gibt somit ein Analogon zu den Seiches, welche insbesondere von Forel am Genfersee beobachtet wurden, auch in den Kaltluftseen der Alpentäler.

---

[1]) Bei dieser Gelegenheit rufe ich wieder ins Gedächtnis, daß ich die Anwendung der Besselschen Formel durch meine Methode der Faktoren (1899) bedeutend einfacher gemacht habe. Man kann sie von Paris (Gauthier-Villars) erlangen.

[2]) S. d. Zeitschrift 1905, S. 324.

Digitized by Google

Die Temperaturschwankungen in Innsbruck sind vermutlich auf Seiches der kalten Luftschicht im Unterinntale zurückzuführen, und sie entstehen wahrscheinlich so, daß bei dem periodischen Auf- und Abschwanken der kalten Luft und dem damit verbundenen periodischen Wechsel im Druckgefälle längs des Talbodens das eine Mal die warme Föhnströmung, das andere Mal die kalte Talluft die Oberhand bekommt.

Ein horizontaler Regenbogen [1]). Herr W. R. M. Church sendet der „Nature" folgende Mitteilung, die wir wegen ihres allgemeinen Interesses im folgenden wiedergeben:

Am Morgen des 11. April befand ich mich am Lomondsee; es war ein stiller, wolkenloser Tag — die Berge waren dunstig; in der Frühe hatte es Reif gegeben. Ungefähr um $10^h 15^a$ bemerkte ich vom Deck des Dampfers aus auf der absolut glatten Seefläche, etwa eine halbe Meile vom Ufer entfernt, einen großen Fleck, der in glänzenden Spektralfarben leuchtete; dabei hatte ich die Sonne im Rücken. Mit großem Interesse bewunderte ich das Phänomen, das bei der Annäherung des Dampfers immer schwächer wurde und schließlich verschwand. An seine Stelle jedoch trat ein schwacher, aber ganz ausgesprochener Regenbogen, der horizontal auf der Wasserfläche lag. Der eine Fußpunkt lag neben dem Bug des Dampfers, der andere Endpunkt des Bogens etwa 150 m vor dem Schiff. Die Sonne befand sich noch immer im Rücken des Beobachters.

Das Phänomen setzte mich in Erstaunen, da ich nie ein ähnliches gesehen hatte. Es möge noch einmal bemerkt werden, daß der See so ruhig war, daß man die Spiegelbilder der Möwen usw. gut sehen konnte.

Die einzige Erklärung, die mir plausibel vorkommt, ist die, daß am frühesten Morgen Seenebel geherrscht hat, von dem eine ganz dünne Schicht sich bis in die Vormittagsstunden auf dem ruhigen Wasser erhalten hatte. Diese Schicht mag die Sonnenstrahlen in ihre prismatischen Farben zerlegt haben [2]).

Dauer des Sonnenscheins in Padua. Einer Publikation der Sternwarte der Universität in Padua unter dem Titel: La durata della Insolazione a Padova (55 Seiten in 8° mit zwei Tafeln) von Dr. Giuseppe Alessandro (Assistent) entnehmen wir im kurzen Auszuge die nachfolgenden Daten, die wir übersichtlich in eine Tabelle zusammengestellt haben. Wir bemerken dazu, daß die Abhandlung des Dr. Alessandro eine sehr gründliche Untersuchung über alle für heliographische Aufzeichnungen beachtenswerten Momente enthält, und deshalb auch in theoretischer Beziehung volle Beachtung verdient. Auf den Inhalt dieser Einleitung können wir aber leider hier nicht näher eintreten.

Der Verfasser berechnet sehr sorgfältig für jeden Tag des Jahres die theoretische Sonnenscheindauer mit Rücksicht auf die Refraktion, die für Padua (45° N) die Dauer des Sonnenscheins im Jahre um 42 Stunden erhöht (unter dem Äquator um 48 Stunden, unter 60° Breite um 69 Stunden) auf 4444 Stunden. Die kürzeste Tagesdauer ist vom 20. bis 23. Dezember 8.63 Stunden, die längste vom 17. bis 25. Juni 15.63 Stunden. Die beobachtete (instrumentale) kürzeste Sonnenscheindauer fällt auf die erste Dekade des Dezember mit 1.8 Stunden pro Tag (20 Proz.), die längste auf die dritte Dekade des Juli mit 9.0 Stunden oder 60 Proz.

Die mittlere Zahl der sonnenlosen Tage zu Padua beträgt (1894—1904):

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
14.2	10.0	9.6	7.6	5.1	3.0	0.9	1.8	3.6	9.4	13.1	17.0	95.4

Das Maximum war 22 Tage im Januar.

Da für Wien die mittlere Zahl der sonnenlosen Tage nur 75,0 beträgt (Maximum Dezember 15,5, Juli 0,8), so sieht man, daß in Padua ein wenig empfindliches Papier zur Sonnenscheinregistrierung verwendet worden ist (in der Periode 1896—1904), was auch aus dem Unterschiede der Sonnenscheindauer 1887—1895 (2056 Stunden) und 1896—1904 (1689 Stunden) sich ergibt. Der Autor berechnet deshalb auch einen Instrumentalkoeffizienten, um die wahre Dauer des Sonnenscheins zu erhalten und um die Ergebnisse der beiden Reihen von Registrierungen vergleichbar zu machen. Die reduzierten Jahressummen haben wir in unsere Tabelle aufgenommen. Dann wird aber auch die Zahl der sonnenlosen

[1]) Nach Nature 73, 608. 26. April 1906.

[2]) Eine ganz ähnliche Erscheinung habe ich auf dem Bodensee beobachtet und in der Met. Zeitschr. 1903, S. 520, beschrieben. J. Hann.

Digitized by Google

Tage zu verkleinern sein, vielleicht mit dem Faktor 0.825; das gäbe immer noch 78.6 sonnenlose Tage, was gegen Wien zu viel sein dürfte.

Dauer des Sonnenscheins zu Padua.

Mittel 1894—1904.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr Stunden	Jahr Proz.
4—5	—	—	—	—	0.2	0.5	0.2	0.0	—	—	—	—	0.86	1.5
5—6	—	—	—	0.2	4.0	6.2	5.1	1.4	—	—	—	—	16.90	11.1
6—7	—	—	0.4	4.7	11.3	13.6	16.3	12.7	1.6	0.1	—	—	60.71	26.6
7—8	0.2	2.5	7.0	10.7	14.0	16.4	21.3	19.5	11.5	4.4	0.7	0.1	108.33	33.6
8—9	4.5	7.6	9.7	12.1	14.7	16.0	22.1	20.8	14.8	8.8	5.4	2.8	139.50	38.2
9—10	8.0	10.2	11.1	13.2	15.0	15.9	22.5	21.5	17.1	10.0	7.3	6.3	158.10	43.3
10—11	8.8	11.5	12.8	13.9	16.2	16.3	22.4	21.7	18.4	11.3	8.6	7.1	168.90	46.3
11—Mttg.	10.3	12.4	13.6	14.4	16.4	16.9	22.7	22.6	19.4	12.2	10.7	8.6	180.19	49.4
0—1	11.0	12.0	13.9	15.4	15.9	16.5	23.2	22.7	19.4	12.6	11.6	9.3	183.49	50.2
1—2	11.7	12.1	14.1	14.7	15.8	15.8	22.4	22.1	19.0	13.0	11.5	9.3	181.54	49.7
2—3	11.5	12.2	13.7	13.6	13.6	14.8	20.9	20.2	18.4	13.5	10.7	9.8	173.02	47.4
3—4	7.7	10.8	13.1	13.0	13.1	14.9	20.2	20.6	17.1	12.2	8.5	6.3	157.33	43.1
4—5	0.4	4.0	9.8	10.6	12.4	15.5	19.7	20.0	12.0	6.2	1.1	0.2	111.95	34.6
5—6	—	0·0	1.0	4.6	10.8	12.7	15.4	12.2	1.6	0.1	—	—	58.29	24.4
6—7	—	—	—	0.2	2.5	3.8	2.5	0.9	—	—	—	—	9.93	6.5
7—8	—	—	—	—	0.0	0.1	0.0	—	—	—	—	—	0.10	0.2
Vorm.	31.8	44.3	54.7	69.2	91.8	101.8	132.7	120.2	82.8	46.9	32.7	24.9	883.49	39.8
Nachm.	42.7	51.1	65.5	72.1	84.1	93.9	124.3	118.8	87.6	57.6	43.4	34.9	875.65	39.4
Monat	74.5	95.4	120.2	141.3	175.9	195.7	257.0	239.0	170.4	104.5	76.1	59.8*	1759.14	39.6
Proz.	26.2	32.9	32.6	34.9	38.2	41.9	54.5	55.0	45.6	31.0	26.7	22.1*	39.6	

Periode 1887—1895.

Proz.	34.6	45.2	41.2	44.6	45.5	50·5	60.4	65.1	54.1	38.3	26.9	27.6	(2055.8)	46.3

Korrigierte Jahressummen.

	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900
Stunden	2600	2089	2144	2255	2302	2265	2300	2340	2028	2045	2278	2350	2038	2005

	1901	1902	1903	1904	Mittel	Maximum Proz.	Minimum Proz.	Mittel Proz.	
Stunden	2025	2045	1670	1972	2153	.529	.376	0.484	J. Hann.

Dauer des Sonnenscheins in Rom. Wir entnehmen dem jüngsten Jahrgange der Publicazioni della Specola Vaticana (VII, Roma 1905) die folgenden mittleren Ergebnisse der Registrierungen des Sonnenscheins. Ein schönes graphisches Tableau ist der Zusammenstellung in dem zitierten Bande beigegeben.

Mittlere und extreme Dauer des Sonnenscheins in Rom 1893—1904 in Stunden.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
						Mittel.						
112.7	135.8	168.1	183.7	219.5	281.3	361.9	317.1	217.6	158.2	138.8	116.5	—
168	209	249	302	310	363	432	395	281	254	203	172	2947
64	88	96	116	173	232	287	162[1])	173	107	86	51	2387
						Mittlere Bewölkung (9h, 3h, 9h).						
53	48	51	46	48	34	20	24	33	49	51	42	

Dauer des Sonnenscheins in den einzelnen Jahren in Stunden und Prozenten.

1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904
2947	2838	2522	1923	2127	2196	2387	2209	2386	2498	2371	2489
66	63	57	43	48	49	54	50	54	56	53	56

Man vergleiche diese Ergebnisse mit jenen, die wir für Padua mitgeteilt haben. J. H.

Dauer des Sonnenscheins in Christiania. Wir entnehmen einer Abhandlung von Prof. John Sebelien (am chemischen Laboratorium der landwirtschaftlichen Hochschule) zu Aas bei Christiania die folgenden Ergebnisse der Registrierungen des Sonnenscheins daselbst von 1897 bis 1903 (sieben Jahre). Diese Registrierungen erfolgten mittels des Sonnenscheinautographen von Jordan, welchen Sebelien nach Vergleichungen der Ergebnisse jenen von Campbell-Sloker und von Rung (Glaskugel mit 60 proz. Alkohol gefüllt) vorziehen zu müssen geglaubt hat.

[1]) Jahr 1896.

Digitized by Google

Die Ergebnisse der Sonnenscheinregistrierungen werden in extenso (Tag für Tag) mitgeteilt, so daß wir daraus auch die Zahl der sonnenlosen Tage entnehmen konnten [1]).

Ergebnisse der Registrierungen des Sonnenscheins in Christiania 1897—1903

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonne über dem Horizont.												
209.5	243.9	353.4	437.3	530.6	557.4	552.2	478.4	382.5	310.6	223.3	184.1	4463.1
Registrierte Sonnenscheindauer.												
51.4	91.0	126.1	175.1	240.9	257.7	274.4	210.7	150.1	92.8	68.3	22.0	1741.7
Prozente der möglichen Dauer.												
24.5	37.3	35.7	42.3	45.4	46.3	49.7	44.0	39.3	29.9	30.4	12.0	39.0
Maximum.												
37	46	58	51	58	58	64	67	50	51	41	28	49.2
Minimum.												
13	26	12	30	26	33	38	28	19	15	11	5	33.5
Mittlere Zahl der sonnenlosen Tage.												
15	9	10	5	4	1.5	2	4	5	13	12	23	103.1 [2])

Auf den Winter entfallen im Mittel 47.1 sonnenlose Tage, auf das Frühjahr 18.4, Sommer 7.6 und Herbst 30.0. J. H.

Regenfall in Nicaragua. Wir entnehmen dem 20. Annual Report of the U. S. Geological Survey 1898/1899, Part IV, Hydrographie (Washington 1900), speziell der Abhandlung A. P. Davis', Hydrography of Nicaragua, einige Ergebnisse von Regenmessungen. Die hier benutzten Regenmessungen von S. Juan del Norte umfassen Januar 1890 bis Mai 1893, dann 1898 komplett. Im Jahre 1890 fielen 296.94″ = 7540 mm, die Regenmessungen zu Rivas beziehen sich auf die Jahre 1880 bis 1898 inkl., jene von Masaya auf die Periode Juli 1886 bis 1896 inkl. und 1897 zu Granada (angeschlossen).

Mittlere Monats- und Jahres-Niederschlagsmenge in Nicaragua.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
S. Juan del Norte (5 Jahre) . . .	573	269	137	324	415	678	889	604	260	540	781	737	6207
Rivas (19 Jahre) .	11	6	3	7	213	300	173	202	248	432	114	33	1742
Masaya (12 Jahre)	3	4	8	12	160	319	170	199	264	282	41	8	1470
Rivas, 10° 26′ N, 85° 47′ W. 64 m. Niederschlagsextreme.													
Max.	54	60	26	52	541	624	381	528	493	860	276	80	3135
Jahr	1894	1894	1897	1884	1897	1891	1886	1886	1887	1897	1881	1898	1897
Min.	0	0	0	0	19	116	92	70	70	188	28	5	808
Jahr	(6 mal)	(8 mal)	(13 mal)	(12 mal)	1891	1890	1880	1885	1890	1896	1888	1895	1890

Mohn: Vierjährige Temperaturbeobachtungen in Bel-Sund, Spitzbergen. Herr Professor Mohn schreibt uns: Heute bin ich imstande, Ihnen etwas aus Spitzbergen zu senden, Temperaturbeobachtungen von vier Jahren im Bel-Sund. Die nachstehende Tabelle zeigt die Resultate. Die Berechnungen sind von den Meteorologen Graarud und Birkeland gemacht worden. Die Beobachtungen sind nach Lokalzeit gemacht (Gr. M. Z. + 1^h). Es wurde beobachtet in 1898/99 um 8^a und 8^p, in 1900/01 um 8^a und 8^p; 1902/03 9^a, 3^p, 9^p, Minimum; in 1904/05 8^a, 2^p, 8^p und Minimum. Die Thermometer sind hier verglichen worden und etwaige Korrektionen angebracht. Sie standen in Schirm. Beobachtet wurde nach den Instruktionen des Instituts. In 1902/03 war Herr Russeltvedt auf der Axelinsel Vorstand der Station des Prof. Birkeland und hatte einen Thermograph. Nach dem Thermogramm ist die tägliche Periode vorläufig bestimmt und nach dieser die Korrektionen zum Monatsmittel angebracht. 1898/99 und 1900/01. Mittel $\frac{8^a + 8^p}{2}$ + Korr. 1902/03 und 1904/05 Mittel $n - k$ (n — Min). Soweit ist alles in guter Ordnung. Die vierjährigen Temperaturmonatsmittel habe ich ausgeglichen und das Minimum und Maximum sowie die Zahl für August durch eine parabolische Formel bestimmt. Januar

[1]) Maalinger af Solskinnets Varighed paa Aas 1897—1903 af John Sebelien. Høiskolens Beretning 1903/1904. Kristiania 1905. 27 S. in 8° mit Diagramm.

[2]) Aus der Summe der sonnenlosen Tage berechnet.

Digitized by Google

kommt höher heraus wie Dezember — wie oft hier in Norwegen. Eine Reduktion auf normale Temperaturen durch Hilfe von den Beobachtungen in Norwegen scheint mir zu gewagt. Spitzbergen liegt auf der anderen Seite des Barometertales. Die Kurve für mittlere Minima läuft sehr regelmäßig, nicht ganz so für die mittleren Maxima. Die Temperatur kommt etwas niedriger heraus als in meinen jüngsten Karten. Vier Jahre haben doch etwas Gewicht. Ich hoffe Ihnen später etwas Gleiches von Ostspitzbergen senden zu können.

Axelö, Spitzbergen, Länge 14° 50′ E. Breite 77° 42′, Seehöhe 3.0 m, Höhe des Thermometers 1.8 m.

	1898/99 Johan Hagerup					1900/01 Johan Hagerup					1902/03 N. Russeltvedt				
	Temp. Mittel	Max.	Dato	Min.	Dato	Temp. Mittel	Max.	Dato	Min.	Dato	Temp. Mittel	Max.	Dato	Min.	Dato
Sept.	3.9	8.8	10	0 0	29	— 0.2	4.0	19,20	— 3.0	7	— 1.8	5.3	2	— 9.9	26
Okt.	— 3.2	3.1	1,2	— 10.0	22,31	— 4.6	1.8	19	— 14.5	24	— 5.6	1.9	23	— 13.1	13
Nov.	— 8.6	2.5	13,15	— 18.8	30	— 11.0	0.5	4	— 21.0	11	— 9.7	2.7	14	— 22.1	23
Dez.	— 14.2	1.3	24	— 25.0	5,29	— 15.9	— 3.5	28,29	— 29.3	13	— 12.4	2.7	14	— 26.5	31
Jan.	— 14.2	0.0	2	— 28.8	19	— 10.0	— 0.3	11	— 26.5	17	— 14.9	2.2	22	— 36.3	13
Febr.	— 20.0	— 2.5	20	— 31.3	3,4	— 26.0	— 4.0	10,18	— 41.5	26	— 19.2	— 7.7	18	— 31.6	12
März	— 23.7	— 6.3	13	— 45.0	7	— 17.5	— 3.0	1,9	— 32.0	24	— 14.1	1.7	19	— 28.2	31
April	— 16.6	— 10.0	7	— 25.0	16	— 12.0	— 0.3	23	— 30.5	3	— 11.5	0.7	7	— 29.3	1
Mai	— 5.1	0.0	30,31	— 14.4	3	— 5.9	2.2	13	— 17.0	3	— 4.1	4.3	19	— 22.7	2
Juni	2.7	8.1	27	— 4.4	1	2.0	7.5	13	— 7.5	1	0.8	5.0	22	— 5.0	11
Juli	6.7	11.3	17	2.5	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Aug.	—	(11.3)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Jahr	—	—	—	— 45.0	—	—	—	—	— 41.5	—	—	—	—	— 36.3	—

	1904/05 Johan Hagerup					Mittel aus allen vier Jahren					Ausgegl. Temp. Mittel	Mittl. Min.	Mittl. Max.
	Temp. Mittel	Max.	Dato	Min.	Dato	Temp. Mittel	Max.	Dato	Min.	Dato			
Sept.	0.5	5.2	1	— 4.4	27	0.6	8.8	10. 1898	— 9.9	26. 1902	— 0.6	— 4.3°	5.8°
Okt.	— 2.9	4.9	1	— 12.0	31	— 4.1	4.9	1. 1905	— 14.5	24. 1900	— 4.6	— 12.4	2.9
Nov.	— 14.6	— 3.3	14	— 27.0	28	— 11.0	2.7	14. 1902	— 27.0	28. 1904	— 10.4	— 22.2	0.6
Dez.	— 19.7	— 5.8	19	— 31.0	21	— 15.6	2.7	14. 1902	— 31.0	21. 1904	— 14.3	— 28.0	— 1.2
Jan.	— 21.1	— 2.5	19	— 39.6	27	— 15.1	2.2	22. 1903	— 39.6	27. 1905	— 16.8	— 32.8	— 0.1
Febr.	— 21.0	— 5.7	21	— 39.4	15	— 21.5	— 2.5	20. 1899	— 41.5	26. 1901	— 18.9	— 36.0	— 5.0*
März	— 14.9	1.9	23	— 42.4	12	— 17.6	1.9	23. 1905	— 45.0	7. 1899	— 17.4	— 36.9	— 1.4
April	— 10.8	1.3	27	— 34.8	4	— 12.7	1.3	27. 1905	— 34.8	4. 1905	— 11.9	— 29.9	— 2.1
Mai	— 3.6	2.5	13	— 12.9	11	— 4.7	4.3	19. 1903	— 22.7	2. 1903	— 5.0	— 16.8	2.5
Juni	2.6	7.9	17	— 1.2	5	2.0	8.1	27. 1899	— 7.5	1. 1901	1.3	— 4.5	7.1
Juli	—	—	—	—	—	—	11.3	17. 1899	—	—	—	6.0	—	—
Aug.	—	—	—	— 42.4	—	—	(11.3)	—	—	— 45.0	—	—	5.6	—	—

Jahr: Mittel — 7.15°, Minimum = — 18.9° 16. Februar. Maximum + 6.4° 29. Juli, Amplitude 25.3°, Mittleres Jahresminimum — 41.4°.

Dunstkreis um die Sonne und den Mond. Seit dem Morgen des 7. Mai ist hier die Sonne wiederum unausgesetzt von einem weißen Dunstschleier umgeben, welcher von den bis nach Schlesien vorgedrungenen Staubteilchen des Vesuvausbruches herrühren mag. Auch der Mond erschien an den Abenden des 8. und 9. Mai in auffälligster Weise inmitten einer hellen, etwas grünlichgelb gefärbten Kreisfläche. Bereits am 17. April hatte ich von 7 bis 1 Uhr die weiße Dunstfläche an der Sonne beobachtet. Von da bis zum 7. Mai war aber nichts wahrzunehmen. Während der in den Jahren 1903 und 1904 sichtbar gewesene Kreis einen Radius von etwa 20° besaß, kommt dem gegenwärtigen nach meinen Messungen am 9. und 10. Mai nur ein solcher von 10 bis 12° zu. Bei tiefem Sonnenstande färbte er sich an den Abenden des 7., 8. und 9. Mai schwach bräunlich, besonders am Horizont. Weitere auffällige Erscheinungen haben aber bisher während oder nach Sonnenuntergang nicht stattgefunden.

Hirschberg i. Schl., den 13. Mai 1906. Prof. Dr. E. Reimann.

Pyrheliometrische Messungen, ausgeführt auf dem Monte Cimone in den Sommern 1902 und 1903 von C. Chistoni (Atti d. R. Acc. dei Lincei XV, 4). Auch diese Beobachtungen sind in extenso ohne Diskussion abgedruckt. Die Werte der Sonnenstrahlung sind wesentlich höher als in Modena, das beobachtete Maximum beträgt 1.43 g-Cal am 13. August 1902 um $11^h\ 22^a$.

Tägliche pyrheliometrische Beobachtungen vom 22. August 1902 bis Ende Juni 1903 in Modena von C. Chistoni (Atti d. R. Acc. dei Lincei XV, 2). Der Verf. gibt in extenso seine Beobachtungen der Sonnenstrahlung mit dem Angströmschen Kompensationspyrheliometer. Leider sind die Resultate in keiner Weise bearbeitet. Das

Digitized by Google

Maximum der Sonnenstrahlung wurde am 2. September 1902 um $10^h\ 16^a$ beobachtet und betrug 1.32 g-Cal pro Quadratcentimeter und Minute.

Beobachtungen aufsteigender Luftbewegung[1]). In der „Monthly Weather Review" vom September 1905 (erschienen 29. November) bespricht H. H. Clayton einige Fälle, bei denen der aufsteigende Luftstrom bei vollkommen ruhigem Sommerwetter auftreibende Kraft besitzt. Am 6. August 1904 wurde am Blue Hill-Observatorium ungefähr 50 Fuß oberhalb der Spitze des Hügels ein Drachen von einem aufsteigenden Luftstrome erfaßt und stieg rasch gegen das Zenit, wobei er eine wirbelnde Bewegung ausführte. Eine große Cumulus-Wolke zog gerade vorüber, und der Drachen folgte der Wolke in östlicher Richtung bis zu dem Momente, wo er aus dem aufsteigenden Luftstrome wieder heraustrat; von da an fiel er rasch zu Boden. Wie J. Ritchie ja berichtet, soll am 8. September v. J. von der Spitze des Mount Chocorua ein paraffiniertes Papier nahezu vertikal bis zu einer Höhe von fast 1000 Fuß emporgetragen worden sein. Es herrschte nur schwacher Wind, und das Papier stieg fast vertikal auf, so daß man nicht an eine Drachenwirkung denken konnte. Sowohl Drache als auch Papier wurden wohl durch den an Sommertagen sicherlich existierenden vertikalen Luftstrom in die Höhe getragen.

Literaturbericht.

Meteorologische Zeitschrift, Hann-Band. Zum vierzigjährigen Redaktionsjubiläum J. Hanns von Freunden und Kollegen gewidmet. Redigiert von J. M. Pernter und G. Hellmann. Mit Bild und Faksimile von J. Hann, 76 Textfiguren und 5 Tafeln. Braunschweig, Fr. Vieweg & Sohn 1906. gr. 8°. 4 Bl., 404 S. Preis 20 M.

Der „Hann-Band" der Meteorologischen Zeitschrift, dessen Zweck und Veranlassung durch den vorstehenden Titel zur Genüge gekennzeichnet wird, enthält folgende Arbeiten:

H. Mohn, Studien über die Dämmerung. — Franz Schwab, Über die Verdunstungsmessungen in Kremsmünster. — A. von Obermayer, Zur Beobachtung und zur Photographie von Lichtkränzen und Gegensonnen. — Paul Schreiber, Untersuchung über die Genauigkeit der Tages-, Monats- und Jahresmittel aus den Temperaturbeobachtungen für die drei Stundenkombinationen: $6^a - 2^p - 10^p$, $8^a - 2^p - 8^p$ und $7^a - 2^p - 9^p$. — J. Hegyfoky, Über Berg- und Talwinde in Ungarn. — G. von Neumayer, Die geologisch-magnetischen Verhältnisse des einstigen erdmagnetischen Observatoriums in Hobarton (Tasmanien). — A. Sprung, Über eigentümliche Gleichgewichtszustände bei den in Wagebarographen verwendeten Barometern. — K. Mack, Ergebnisse zehnjähriger Windregistrierung in Hohenheim. — Fr. Augustin, Die Niederschläge in Prag. — St. C. Hepites, Les sécheresses en Roumanie. — Adam Paulsen, Die dänischen Wasserstandsmessungen und einige Resultate derselben mit Bezug auf den Einfluß des Windes auf die Höhe des Wasserstandes. — W. Kesslitz, Ergebnisse der luftelektrischen Messungen in Pola. — H. Hildebrand Hildebrandsson, Sur la circulation des couches supérieures de l'air au dessus du maximum de l'Atlantique Nord. — John Eliot, Brief discussion of the observations of the solar radiation (or black bulb in vacuo) thermometers in India during the period 1892—1903. — Alfred Angot, Etude sur la variation diurne de la température. — von Danckelman, Die Niederschlagsverhältnisse des Schutzgebietes Togo. — S. Róna, Die südungarische Kossava. — Eduard Mazelle, Temperatur von Triest nebst einem Beitrag zur Kenntnis des Temperaturunterschiedes Stadt—Land. — Rykatchew, Note préliminaire sur les inversions de la température d'après les observations faites au moyen de cerfs-volants à Pavlovsk en 1904. — Aksel S. Steen, Die Sonnenfleckenperiode der Gewitter. — J. Liznar, Über die Darstellung der Verteilung der erdmagnetischen Kraft auf einem Gebiete auf Grund von Messungen an wenigen Orten. — A. Woeikof, Die Verteilung und Akkumulation der Wärme in den Festländern und Gewässern der Erde. — W. N. Shaw, The Law of Sequence in the Yield of Wheat for Eastern England. 1885—1904. — Léon Teisserenc de Bort, Sur

[1]) Nach „Science" vom 30. März 1906, Bd. 23.

Digitized by Google

la Circulation générale de l'atmosphère. Relations entre la température et la pression de l'air à la surface du globe et dans l'atmosphère libre. — Nils Ekholm, Die Luftdruckschwankungen und deren Beziehung zu der Temperatur der oberen Luftschichten. — Max Margules, Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und ruhender Luft. — Cleveland Abbe, The Trade Winds and the Doldrums. — Felix M. Exner, Die jährliche Luftverschiebung über einigen Orten Europas. — W. van Bemmelen, Erdmagnetische Pulsationen. — A. Lawrence Rotch and L. Teisserenc de Bort, The Meteorological Conditions above the Tropical North Atlantic. — A. Riggenbach, Die tägliche Periode des Niederschlages in Basel. — Wilhelm von Bezold, Über Strahlungsnormalen und Mittellinien der Temperatur. — V. Kremser, Über die Schwankungen der Lufttemperatur in Norddeutschland von 1851 bis 1900. — Richard Assmann, Die Temperatur der Luft über Pawlowsk und über Berlin im Jahre 1904. — Wilhelm Trabert, Benutzung des täglichen Temperaturganges zur Ermittelung der diffusen Wärmestrahlung. — R. Süring, Über die Aufeinanderfolge von Gewitterzügen. — W. Köppen, Wie erkennt man Blindlingsprognosen? — Ed. Stelling, Über die Bestimmung der Schwerekorrektion des Quecksilberbarometers. — M. Snellen, Einige Neuerungen an erdmagnetischen Meßapparaten. — J. M. Pernter, Die Berechnung der Größe der Wolkenelemente aus meteorologisch-optischen Erscheinungen. — G. Hellmann, Über die Eintrittszeiten der täglichen Temperaturextreme. — E. Mascart, Lettre de M. Mascart à M. Pernter.

G. H.

Bibliographie.

[Alaska] The Geography and Geology of Alaska. A summary of existing knowledge by Alfred H. Brooks. With a section on climate by Cleveland Abbe, jr., and a topographic map and description thereof by R. N. Goode. Washington 1906. 4°. 327 S., 3 Bl., XXXIII Taf., 1 Karte. — Das Kapitel „Climate" auf S. 133—200. Das Werk zeigt deutlich die großen Fortschritte, welche die Erforschung Alaskas unter amerikanischer Herrschaft seit Dalls berühmter Monographie (Pacific Coast Pilot I) vom Jahre 1879 gemacht hat. G. H.

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Unter Mitwirkung von . . . ., herausgeg. von G. von Neumayer. Dritte Aufl. Lfg. 9—12. Hannover, Jänecke 1906. 8°. — Diese Lieferungen enthalten unter anderem: Magnetische Beobachtungen an Bord von F. Bidlingmaier, S. 458—497; Meteorologische Beobachtungen und Förderung der Meteorologie und Klimatologie überhaupt von J. Hann, S. 595—640; Drachenaufstiege zu meteorologischen Zwecken von W. Köppen, S. 641—658.

Annales de l'observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont Blanc (altitude 4350 mètres). Publiées sous la direction de J. Vallot. Tome VI. Paris, G. Steinheil 1905. 4°. VII, 218 S., 1 Tafel.

Annales de l'observatoire national d'Athènes publiées par Démétrius Eginitis. Tome IV. Athènes 1906. 4°. 577 S., 1 Bl. — Enthält unter anderem: Les éléments de magnétisme terrestre à Athènes pendant les années 1900—1903, par D. Eginitis und die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Athen sowie an den übrigen griechischen Stationen aus den Jahren 1900—1903. Die Fortführung der griechischen meteorologischen Stationsbeobachtungen ist höchst erfreulich. G. H.

Annales de l'observatoire physique central Nicolas, publiées par M. Rykatchew. Année 1903. Ie et IIe Partie. St. Pétersbourg 1905. 3 Bde. 4°.

Arrhenius, Svante: Die vermutliche Ursache der Klimaschwankungen. Uppsala und Stockholm 1906. 8°. 10 S. S.-A. Meddelanden från K-Vetensk. Nobelinstitut, Bd. 1, Nr. 2.

Barus, Carl: A continuous record of atmospheric nucleation. Washington 1905. Fol. XVI, 226 S. (Smithsonian Contributions to Knowledge, Part of Vol. XXXIV).

Bertelli, Timoteo P.: Se Cristoforo Colombo sia stato lo scopritore della declinazione magnetica. Nota postuma edita á cura del Dott. Lavinio Franceschi. Firenze 1906. 8°. 23 S. S.-A. Rivista di Fisica.

Bidlingmaier, Friedrich: Magnetische Beobachtungen an Bord. 8°. S.-A. Neumayers Anleitg. z. wiss. Beob., III. Aufl., S. 458—497.

Bigelow, Frank Hagar: Studies on the diurnal periods in the lower strata of the atmosphere. Washington 1905. 4°. 2 Bl., 51 S., 9 Tafeln. S.-A. Monthly Weather Review 1905.

Monthly Meteorological **Charts.** Indian Ocean north of 15° South Latitude and Red Sea. Issued by Authority of the Meteorological Committee. May 1906. 1 Bl. 76 × 56 cm. — Ein neues dankenswertes Unternehmen des engl. meteorologischen Amtes.

(Egypten) The meteorological report for the year 1903. The Survey Department, Finance Ministry, Cairo. Cairo 1905. Oblong 8°. 6 Bl., 211 S., 36 Tafeln.

Eredia, Filippo: Sulla direzione delle correnti atmosferiche in Catania. 4°. 13 S. S.-A. Atti dell' Accad. Gioenia in Catania, Serie 4a, vol. XIX, 1906.

—: I temporali nell' Italia Meridionale del 22—23 agosto 1904. Roma 1905. 8°. 9 S.

—: Sulle alluvioni del febbraio el del marzo del 1905 in Bari e sulle cadute di abbondanti precipitazioni. Roma 1906. 8°. 7 S.

Digitized by Google

—: Caduta di polvere meteorica del 6 febbraio 1906 e nuovo contributo allo studio della caduta di polvere meteorica del 9 marzo 1901. Roma 1906. 8°. 8 S. — Die letzten 3 Arbeiten sind S.-A. aus der Rivista meteorico-agraria 1905 u. 1906.

—: La pioggia a Roma. Roma 1906. 8°. S.-A. Rendic. d. R. Acc. dei Lincei, cl. d. sc. fis., vol. XV, S. 450—456.

Hamberg, Axel: Astronomische, photogrammetrische und erdmagnetische Arbeiten der von A. G. Nathorst geleiteten Schwedischen Polarexpedition 1898. Uppsala und Stockholm 1905. 4°. 62 S., 1 Karte. Preis 5.40 M. S.-A. Kungl. Svenska Vet.-Ak. Handlingar, Bd. 39, Nr. 6.

Hamberg, H. E.: Moyennes mensuelles et annuelles de la température et extrêmes de température mensuels pendant les 150 années 1756—1905 à l'observatoire de Stockholm. Uppsala et Stockholm 1906. 4°. 59 S., 3 Tafeln. (Kungl. Svenska Vetenskaps-Ak. Handlingar, Bd. 40, Nr. 1).

Hann, J.: Meteorologische Beobachtungen und Förderung der Meteorologie und Klimatologie überhaupt. 8°. S.-A. Neumayers Anleitung z. wiss. Beob., III. Aufl., S. 595—640, 1 Tabelle.

Henze, H.: Über die Niederschlagswahrscheinlichkeit in Schlesien. 8°. S.-A. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur 1905, S. 13—20.

Vierzehnter **Jahres-Bericht** des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1905. Wien 1906. gr. 8°. 50 S., 2 Tafeln und 3 Wetterkarten.

Achtundzwanzigster **Jahresbericht** über die Tätigkeit der Deutschen Seewarte für das Jahr 1905. Hamburg 1906. 8°. 51 S.

Lyons, H. G.: The physiography of the river Nile and its basin. Cairo 1906. 8°. 411 S., 47 Tafeln, 1 Karte (Finance Ministry. Survey Department Egypt).

Mill, Hugh Robert: The rainfall of Suffolk. 8°. 3 Bl., 1 Karte. S.-A. „The Water Supply of Suffolk", 1906.

Minekewitsch, Lidia: Die Schwarzerdegebiete und außertropische Barometermaxima. 8°. 10 S. (In russ. Sprache, mit deutschem Resumé).

Meteorological **observations** at stations of the second order for the year 1901. Published by authority of the Meteorological Committee. Edinburgh 1906. 4°. XIV, 179 S., 1 Karte. Preis 22 s. 6 d.

Osservazioni meteorologiche fatte negli anni 1901 e 1902 all' Osservatorio Geofisico della R. Università di Modena, calcolate dall' ing. Angelo Manzini. Modena 1906. Fol. 113 S. (Pubblicazioni del R. Osservatorio Geofisico di Modena, No. 17).

Palazzo, L.: Pietro Tacchini. Cenni necrologici. Modena 1905. 8°. 14 S., 1 Portrait.

—: Carta magnetica delle isodinamiche d'Italia. Napoli 1905. 8°. 24 S., 1 Karte. S.-A. Atti del V. Congr. Geogr. Italiano.

—: Su di un nuovo modello di pluviometro registratore adottato dal R. Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica. Roma 1906. 8°. 8 S. S.-A. Rivista Met.-Agr. XXVI. — Zeigt viele Analogien mit meinem Pluviographen. Die Zeitskala (3.5 mm auf eine Stunde) ist für die eigentlichen Platzregen, die in Italien häufig sein müssen, offenbar zu klein; bei meinem Instrument kommen 15.9 mm auf die Stunde. Der Preis des ital. Apparates beträgt 225 Lire.

G. H.

Paulsen, Adam: Sur les récentes théories de l'aurore polaire. Résumé et critique des théories de MM. Birkeland, Arrhenius et Nordmann. Idées personelles. 8°. 36 S., 1 Tafel. S.-A. Oversigt over d. kgl. Danske Vidensk. Selsk. Forh. 1906, No. 2.

de Quervain, A.: Untersuchungen über die Vergleichbarkeit der Temperaturregistrierungen in der freien Atmosphäre, mit experimenteller Bestimmung der Trägheitskoeffizienten der verschiedenen Thermographen. Straßburg 1905. 4°. S.-A. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosph. I, S. 163—199.

Hourly **Readings** obtained from the self-recording instruments at four observatories in connexion with the Meteorological Office 1903. Published by the Authority of the Meteorological Committee. London 1906. 4°. XIII, 197 S. Preis 21 s.

Result of the meteorological observations made at the Japanese meteorological station in Tairen, China 1904. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio, Japan. gr. 8°. 15 S. — Beobachtungen in extenso und Resumés. Dasselbe für Tairen 1905 und 10 andere auf dem asiatischen Festlande gelegene Orte. Die Beobachtungsstunden sind 6, 2, 10, bei vier Stationen sogar 2, 6, 10, 2, 6, 10. Wenn diese sehr willkommene Publikation, wie zu hoffen steht, regelmässig fortgeführt wird, werden wir über das Klima des ostasiatischen Küstenlandes bald besser orientiert sein. G. H.

Sandström, J. W.: On the construction of isobaric charts for high levels in the earths atmosphere and their dynamic significance. Philadelphia 1906. 4°. S.-A. Trans. Amer. Philos. Soc., N. S., vol. XXI, S. 31—95, 1 Tafel.

Schmidt, A.: Die Atmosphäre des Weltraums. 4°. S.-A. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosphäre II, S. 18—29, 1906.

Shaw, W. N. and **Lempfert, R. G. K.:** The life history of air currents. A study of the surface trajectories of moving air. Published by authority of the Meteorological Committee. London 1906. 4°. 107 S., 34 Bl. mit Figuren. Preis 7 s. 6 d.

Smirnow, D.: Magnetische und astronomische Beobachtungen, angestellt in den Jahren 1900—1901 auf der Verbindungslinie zwischen Ob und Jenissei und auf der Sibirischen Eisenbahn zwischen Tscheljabinsk und Krasnojarsk. St. Petersburg 1906. 4°. 2 Bl., 104 S. S.-A. Mém. de l'acad. imp. des sciences de St. Pétersbourg, VIIIe série, vol. XVII, No. 7. (In russ. Sprache).

Sutton, J. R.: Comparison between Glaisher's factors and Ferrel's psychrometric formula. 8°. S.-A. Quart. Journ. R. Met. Soc. XXXII, S. 35—45, 1906.

Transvaal. Meteorological Department. Annual report for the year ended 30th June 1905. Pretoria 1906. Folio. 156 S., 1 Tafel. — Eine sehr erfreuliche, aber unübersichtliche Publikation. Weiß man in Pretoria nichts von dem internationalen Publikationsschema? G. H.

Veröffentlichungen des Königl. Preuß. Meteorologischen Instituts. Herausgegeben durch W. v. Bezold. Ergebnisse der Beobachtungen an den Stationen II. und III. Ordnung im Jahre 1900. Von V. Kremser. Berlin, A. Asher 1906. 4°. XXIV, 272 S., 1 Tafel und 1 Karte. Preis 16 M.

Wegener, Alfred: Über die Flugbahn des am 4. Januar 1906 in Lindenberg aufgestiegenen Registrierballons. 4°. S.-A. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosph. II, S. 30—34, 1906.

Berliner **Zweigverein** der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. Jahresbericht über das zweiundzwanzigste Vereinsjahr 1905. Berlin 1906. 8°. 27 S. — Enthält eine Abhandlung von J. Schubert: Die Feuchtigkeit der Luft in und um Berlin, S. 13—27.

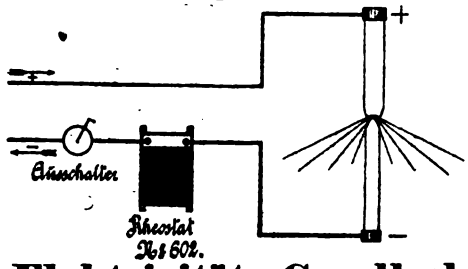
Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Neu! Windrichtungs-Registrierapparat Neu!

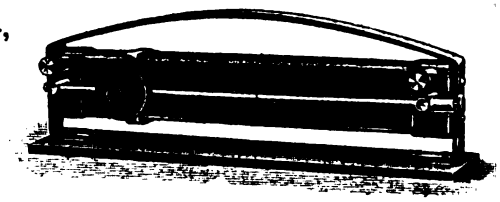
nach Prof. von Esmarch

Projektionslampen-Widerstände



Laboratoriums-Widerstände jeder Art

Glimmerplatten-,
Graphit- und
Gefälldraht-
Widerstände.
Zylinder-
Meßbrücken mit feststehendem Zylinder.



Elektrizitäts-Gesellschaft Gebr. Ruhstrat in Göttingen X.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

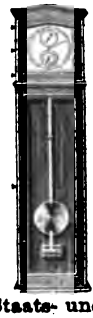
Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**



Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Biermann, Prof. Dr. Otto, **Vorlesungen über mathematische Näherungsmethoden.** Mit 35 eingedruckten Abbildungen. M. 8.—, geb. in Lnwd. M. 8.80.

Güssfeldt, Prof. Dr. Paul, **Grundzüge der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung** auf Forschungsreisen und die Entwickelung der hierfür maßgebenden mathematisch-geometrischen Begriffe. Mit 95 Abbild. M. 10.—, geb. in Hlbfrz. M. 12.—.

Koppe, Prof. Dr. C., **Photogrammetrie und internationale Wolkenmessung.** Mit Abbild. und 5 Tafeln. M. 7.—.

Landauer, Dr. John, **Die Spektralanalyse.** Mit 44 Holzstichen und einer farbigen Spektraltafel. M. 4.—.

Lorentz, H. A., **Sichtbare und unsichtbare Bewegungen.** Unter Mitwirkung des Verfassers aus dem Holländischen übersetzt von G. Siebert. Mit 40 Abbildungen. M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.80.

Müller, Prof. Dr. Joh., **Lehrbuch der kosmischen Physik.** 5. Auflage. Mit 447 eingedruckten und 25 dem Texte beigegebenen Holzstichen, sowie einem Atlas von 60 zum Teil in Farbendruck ausgeführten Tafeln. M. 26.—, geb. in 2 Hlbfrzbdn. M. 30.—.

Schaik, W. C. L. van, **Wellenlehre und Schall.** Autorisierte deutsche Ausgabe von Prof. Dr. Hugo Fenkner. Mit 176 Abbildungen. M. 8.—, geb. in Lnwd. M. 9.—.

Thomson, Prof. J. J., **Elemente der mathematischen Theorie der Elektrizität und des Magnetismus.** Autoris. deutsche Ausgabe von Prof. Gustav Wertheim. Mit 133 Abbildungen. M. 8.—.

Vogler, Prof. Dr. Chr. August, **Graphische Barometertafeln** zur Bestimmung von Höhenunterschieden durch bloße Subtraktion. Entworfen von Hugo Feld. M. 4.—.

Weinstein, Prof. Dr. B., **Die Erdströme** im deutschen Reichstelegraphengebiet und ihr Zusammenhang mit den erdmagnetischen Erscheinungen. Mit einem Atlas, enthaltend 19 lithographische Tafeln. M. 4.—.

— **Thermodynamik und Kinetik der Körper.** I. Band: *Allgemeine Thermodynamik und Kinetik und Theorie der idealen und wirklichen Gase und Dämpfe.* Mit Abbild. M. 12.—. II. Band: *Absolute Temperatur, Die Flüssigkeiten, Die festen Körper, Thermodynamische Statik und Kinetik, Die (nicht verdünnten) Lösungen.* M. 16.—. III. Band, 1. Halbband: *Die verdünnten Lösungen, Die Dissoziation, Thermodynamik der Elektrizität und des Magnetismus.* (Erster Teil.) M. 12.—.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

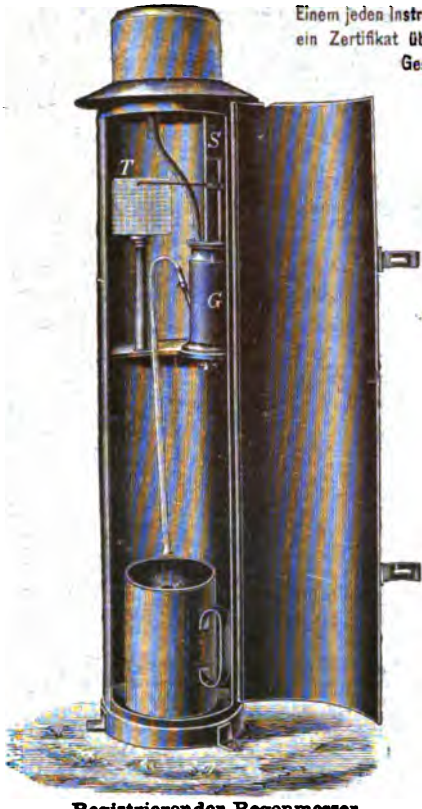
Aspirationspsychrometer

nach

Dr. Assmann.

Instrument zur Ermittlung der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit.

Einem jeden Instrument wird nach vorheriger von Dr. Assmann selbst vollzogener Prüfung ein Zertifikat über die hauptsächlichsten Konstanten, Korrektion der Thermometer, Geschwindigkeit des Aspirationsstromes usw. beigegeben.



Registrierender Regenmesser „Hellmann-Fuess".

R. Fuess in Steglitz b. Berlin

Mechanisch-optische Werkstatt.

Abteilung II.

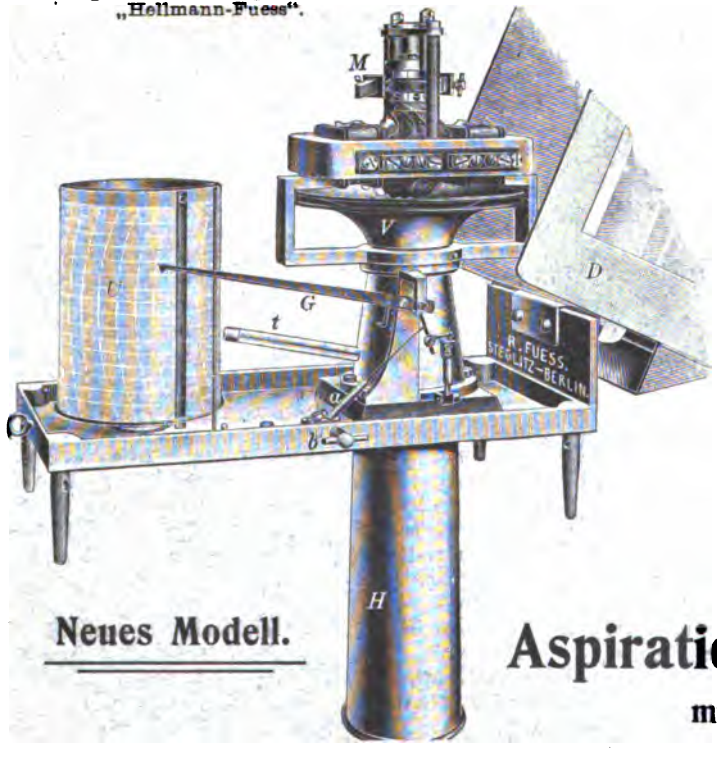
1. Spezial-Katalog über **Barometer** und **Barometer-Prüfungsapparate.**
2. Spezial-Katalog über **Thermometer** und **Thermometer-Prüfungsapparate.**
3. Spezial-Katalog über **registrierende meteorologische Instrumente, Regenmesser, Windfahnen** und andere **Apparate und Glasteilungen.**
4. Spezial-Katalog über **Instrumente** für **Forschungsreisende.**
5. Spezial-Katalog über **Anemometer** (Windmesser) zur Kontrolle der **Ventilation** in Gebäuden und Bergwerken.

Abteilung III.

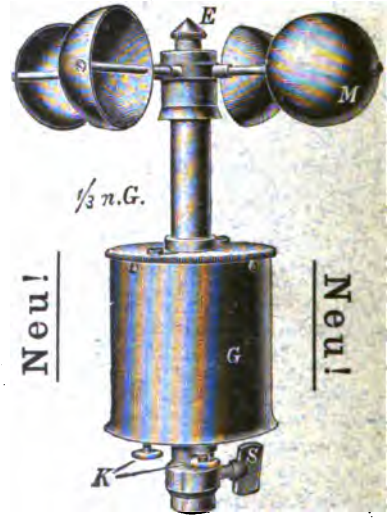
6. Spezial-Katalog über **Apparate** für Hydrotechnik, **Präzisionspegel, registrierende** Pegelapparate nach dem System Seibt-Fuess.

Abteilung I.

7. Spezial-Katalog über **mineralogische Instrumente, Spektrometer, Totalreflektometer, Goniometer, Polarisationsapparate, Heliostaten, Mikroskope, Projektionsapparate.**



Neues Modell.



Neu! Neu!

Kontaktanemometer

in regen- u. sturmsicherer Konstruktion.

Aspirationsthermograph

mit Elektromotor.

☞ Diesem Hefte liegen bei: Je ein Prospekt der Verlagsbuchhandlung von **Chr. Herm. Tauchnitz in Leipzig** und der Firma **Voigtländer & Sohn A.-G.** in **Braunschweig.**

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Digitized by Google

1906 Heft 7 Juli

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit sechs Textfiguren.

INHALT.

Seite

Kurt Wegener: Das meteorologische Ergebnis der 52 stündigen Ballonfahrt vom 5. bis 7. April 1906. Mit 2 Textfiguren 289
L. Steiner: Graphische Methode zur Bestimmung der Insolationsmenge. Mit 4 Textfiguren 294
C. Kassner: Normale Monatsmittel der Temperatur und des Niederschlages für den Brocken 300
Charles Nordmann und G. le Cadet: Messungen des Potentialgefälles und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 306
Arthur Schuster: Sonnenfleckenperioden 310

Kleinere Mitteilungen:

Seite

Der Frühlingseinzug in Mitteleuropa nach Prof. E. Ihne 313
K. Sapper: Antipassat in Westindien und Mittelamerika 315
J. H.: Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere 316
Regenmessungen auf einigen Südseeinseln 316
Magnetische Wirkungen des Blitzes auf vulkanische Gesteine . . . 317
V. Conrad: Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon" auf dem Sonnblick, mit Potential und Zerstreuung . 318
V. C.: E. R. v. Schweidler, Luftelektrische Beobachtungen zu Mattsee (Salzburg) im Sommer 1905 319
G. Greim: Zur Entstehung des Graupels 320
Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Parana) . . . 321
Charles Nordmann: Über einige Experimente zur Bestimmung der Ionisation der Atmosphäre, die in Algerien anläßlich der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 angestellt wurden . 322
V. C.: Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1906 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms 323

Seite

N. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das II. Quartal 1906 325
Versicherung gegen Wirbelstürme und Vulkanausbrüche 325
Magnetische Deklinationen in Marokko 326
Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in Bom und jährliche Periode der Hydrometeore 326
J. H.: Ergebnisse achtjähriger meteorologischer Beobachtungen zu Bulawayo, Rhodesia 327
Notizen zur Meteorologie Indiens 328
J. H.: Meteorologische Beobachtungen zu Good Hope im arktischen Nordamerika 1900—1903 329
Feuerkugeln 330
Friesenhof: Rauschen in den Wolken 330
Über den Ursprung der atmosphärischen Elektrizität von C. T. R. Wilson 331
Merkwürdige Blitzformen 331

Literaturbericht:

L. Weber: Pernter, J. M., Meteorologische Optik. III. Abschnitt 331
C. Kassner: Börnstein, R., Leitfaden der Wetterkunde. 2. Aufl. . 334
Bibliographie 335

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Original

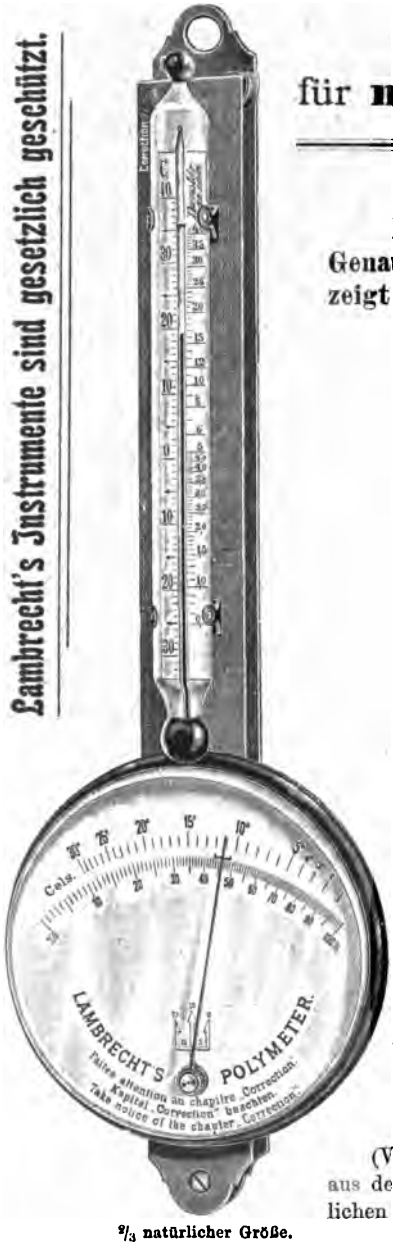
Lambrecht's Polymeter

(Präzisions-Haar-Hygrometer mit Thermometer)

mit Index- und Gangkorrektion

für **meteorologische,** hygienische und technische Zwecke.

Lambrecht's Instrumente sind gesetzlich geschützt.



2/3 natürlicher Größe.

Lambrecht's Polymeter, für dessen wissenschaftliche Genauigkeit und Zuverlässigkeit volle Garantie geleistet wird, zeigt ohne weitere Hilfsmittel:

1. Die **Lufttemperatur** (das Thermometer, aus Jenaer Hartglas, hat — amtlich geprüft — die Genauigkeit eines Fieberthermometers);
2. Die **relative Feuchtigkeit** in Prozenten, d. h. das Verhältnis des in der Luft tatsächlich vorhandenen unsichtbaren Wasserdampfes zu der Menge, die die Luft bei der jeweiligen Temperatur bei völliger Sättigung enthalten könnte;
3. Die sehr wichtige sogenannte **Gradzahl,** d. h. die Anzahl Temperaturgrade, um welche die Taupunktstemperatur niedriger steht als die der Luft;
4. Den **Maximalgehalt** eines Kubikmeters Luft **an Wasserdampf;**
5. Das **Dunstdruckmaximum** in Millimetern;
6. Den **Taupunkt** (auf zweierlei Weise), d. h. den Wärmegrad, auf den die Temperatur sinken müßte, wenn die vorhandene unsichtbare Luftfeuchtigkeit sich als Beschlag, Nebel, Tau, Wolken, Regen, Schnee etc. verdichten soll;
7. Den **Dunstdruck** in Millimetern, d. h. den Druck, den die unsichtbare Luftfeuchtigkeit auf den Barometerstand ausübt;
8. Das **Gewicht** der unsichtbaren Luftfeuchtigkeit in Gramm pro Kubikmeter und zwar sowohl das Gewicht, das **da sein könnte,** als das wirklich **da ist.**

(Vergleiche: Dr. J. Pircher: „Über Haar-Hygrometer". Sonderabdruck aus dem Jubelbande der Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, Wien 1901.)

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache Nr. 273 von

Gegründet 1859. **Wilh. Lambrecht, Göttingen** **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der grossen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.

Vertreter an allen grösseren Plätzen des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch: **C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.**

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 7.

Das meteorologische Ergebnis der 52stündigen Ballonfahrt vom 5. bis 7. April 1906.

Von KURT WEGENER.

Die internationale Freifahrt des Kgl. Aeronautischen Observatoriums vom 5. April hatte in erster Reihe eine Frage der praktischen Luftschiffahrt zu verfolgen, nämlich die Anwendung der Methode der astronomischen Ortsbestimmung bei Nacht zu versuchen.

Sicherung und Verfeinerung der Ballonführung sind ja in der praktischen Luftschiffahrt noch in gleichem Maße der Pflege bedürftig wie die Ballontechnik, und gehören sicherlich zu den Aufgaben eines aeronautischen Observatoriums.

Die reine Wissenschaft mußte daher bei der Fahrt einem anderen Zwecke untergeordnet werden; wenn trotzdem das meteorologische Ergebnis ein Interesse beansprucht, welches über das der üblichen wissenschaftlichen Ballonfahrten sogar noch hinausgehen dürfte, so wird dies in erster Reihe der langen Dauer der Fahrt zuzuschreiben sein.

An Instrumenten führten wir mit: ein Assmannsches Ballonpsychrometer und ein Aneroid. Das Quecksilberbarometer, welches sonst mitgenommen wurde, um sicherheitshalber die bei jeder Fahrt und bei den verschiedensten Temperaturen ermittelten Korrektionen des Aneroids nochmals zu bestimmen, ging vor Beginn des Aufstieges entzwei. Die Ablesungen wurden nur vorgenommen, nachdem die Aspiration schon eine Zeitlang in vollem Gange gewesen war, wenn der Ballon gar nicht oder wenigstens nur langsam seine Höhe änderte, und geschahen gleichzeitig, indem der eine Beobachter das Psychrometer, der andere das Aneroid und die Uhr ablas.

I. Die Drift des Ballons.

Aber die Fahrt würde auch dann ein meteorologisches Interesse beanspruchen können, wenn jede Instrumentalablesung fehlte.

Der Ballon fuhr nämlich dauernd in einer Höhe von 300 bis 800 m; er verließ diese Höhe nur auf kurze Zeit, sobald die Sonne ihn hochtrieb, und gelegentlich einmal in der Nacht, als wir vorübergehend die Gewalt über ihn verloren, — und ohne dabei Richtung oder Geschwindigkeit nennenswert zu ändern. Er blieb also dauernd, wie dies auch durch die meteorologischen Ablesungen bestätigt wurde, in ein und derselben Luftmasse, in einer mittleren Höhe von 500 m.

Wir bekommen mithin durch die Bahn des Ballons (s. Fig. 1) ein Beispiel für eine Drift der Luft über längere Zeit.

Und zweifellos besteht gerade für diesen Punkt in der Physik der Atmosphäre eine empfindliche Lücke, über welche uns auch die internationalen simultanen Aufstiege kaum hinweghelfen können.

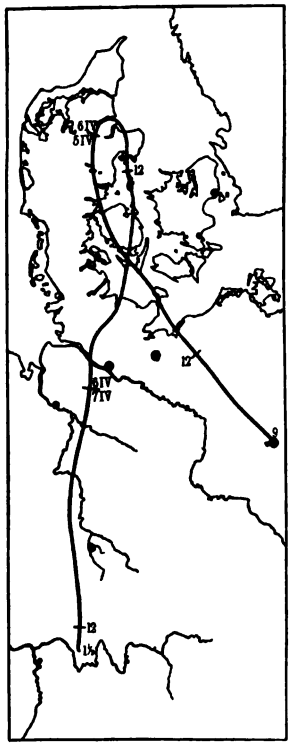
Solange keine Beobachtungen über die Drift der Luft vorhanden sind, kann man auch den Weg der Luft in einem beobachteten Schnitte der Atmosphäre nicht

Digitized by Google

zurück konstruieren, und nichts darüber aussagen, was an der Zustandskurve durch dynamische Vorgänge und was aus Advektion zu erklären ist.

Als der Ballon am 5. April morgens aufstieg, lag ein stationäres Hochdruckgebiet über Osteuropa. Wir rechneten, unter schwacher gleichmäßiger Rechtsdrehung nach Norwegen oder Schweden zu kommen, und so ein Schulbeispiel einer Drift im stationären Hochdruckgebiet zu erhalten.

Fig. 1.



Über Jütland aber flaute der Wind zwischen 11^h nachts und 6^h morgens von 8 auf 3 m pro Sekunde ab, unter Rechtsdrehung zunächst um 90, dann langsam weiter bis 180°.

Wir dachten uns die Situation damals so, daß ein Teilhochdruck am Rande des großen Gebietes nach N fortwandere und uns nun rechtsdrehend auf die Nordsee zurückschwenken werde.

Der Ballon trieb auch mit immer zunehmender Geschwindigkeit zunächst nach S, bog dann, wie wir befürchtet, bei Kiel scharf nach W; da aber, hinter Neumünster, als wir eben den Korb zur Landung klar gemacht hatten, änderte sich die Situation, wir drehten zum ersten Male im Sinne der Zyklone nach links.

Eine flache Regendepression war südlich von uns nach E vorgedrungen und zog uns nun auf ihre Rückseite. Ihre Wolkenmassen hatten wir am Morgen schon über der Ostsee gesehen, — schwere cu-Bänke, mit a-str darüber, — hatten aber auf Gewitter geraten.

Mit dem Abziehen der Depression nahm gegen Morgen des 7. April unsere Geschwindigkeit stark ab, auf 4 m pro Sekunde morgens, dann wurde der Ballon von der Sonne erwärmt und hochgetrieben, fand über dem Dunst Wind und flog mit 10 bis 12 m pro Sekunde nach S, bis Aschaffenburg.

Er hat hierbei die immer mehr zur Ruhe kommende Luftmasse, deren Bewegungen er bisher mitmachte, verlassen, und ist von der schnellen Strömung an eine ganz andere Stelle der untersten Schicht geführt worden. Man wird also den letzten Teil seiner Bahn, etwa von der Weser ab, (s. Fig. 1) nicht mehr zu der Drift der bisher verfolgten Luft rechnen können.

II. Die beobachteten Zustandskurven.

Über die Schichtung der Atmosphäre und ihre Änderungen geben uns die meteorologischen Beobachtungen Aufschluß, welche bei dem regelmäßigen Morgenaufstieg des Ballons gewonnen wurden. Sie sind als ausgeglichene Kurven in nebenstehender Fig. 2 dargestellt.

Am ersten Tage lag zwischen Erde und 900 m eine mit Staub oder Dunst erfüllte Schicht, welche sonst unverändert, nur allem Anschein nach mit schwächerem Staubgehalt, auch am zweiten Tage gefunden wurde. Darüber fand der Ballon eine weitere, ebenfalls mit schwachem Staub erfüllte Schicht, am Donnerstag nur angedeutet durch Dunsthorizont, während am Freitag ihre Oberfläche erreicht wurde. Am dritten Tage hatte sich der Unterschied zwischen den beiden übereinanderlagernden Luftströmen völlig verwischt, sie reichten jetzt bis 1800 m, und es bildeten

Digitized by Google

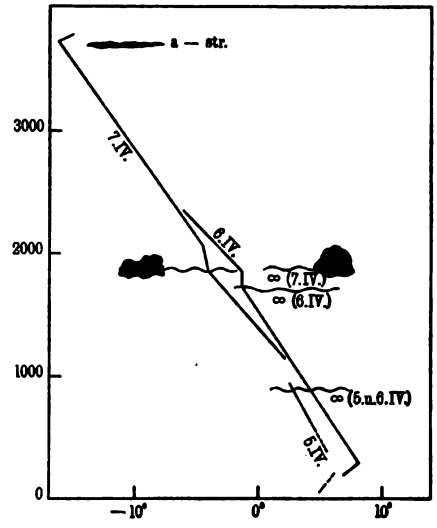
sich aus ihnen am Sonnabend Morgen flache cu mit sehr lebhaftem vertikalem Luftaustausch, während sich die Luftmassen langsam das Gebirge hinaufschoben.

Einzelne unter den cu hatten eine ausgesprochen gelbe Färbung, durch die sie von dem Wolkenmeer abstachen und welche wir uns aus dem Staubgehalt erklärten.

Über dem Dunst war es am Freitag still, bei einer relativen Feuchtigkeit von 45 Proz., am Sonnabend aber fand der Ballon in gleicher Höhe 12 m pro Sekunde Wind und 28 Proz. relative Feuchtigkeit. Die Temperatur war an beiden Tagen die gleiche, nur war sie zwischen 1700 und 2000 m am Sonnabend etwas niedriger, weil der Dunst höher hinaufreichte und das Temperaturgefälle seiner Schicht sich bis in diese Höhe fortsetzte.

In der Maximalhöhe ließen spärliche Rester von a-str und eine Inversion auf die untere Grenze einer weiteren Schicht schließen.

Fig. 2.



III. Die Driftbeobachtungen.

a) Temperatur. Während die Morgenaufstiege gewissermaßen einmal tägliche Lotungen darstellten, geben die Beobachtungen der Zwischenzeit (s. Tabelle am Schluß) ein Bild der Vorgänge innerhalb der treibenden Luft.

Eine unperiodische Änderung, nämlich Erwärmung, ist nur in unmittelbarer Nähe der Erde zu erkennen. Sie erklärt sich aus der Jahreszeit.

Auch die periodischen Schwankungen fanden nur in der Nähe des Bodens statt. Sie seien im folgenden kurz dargelegt.

Bei der Auffahrt lag eine Strahlungsinversion über der Erde, sie wurde durch die Erhitzung der letzteren im Laufe des Vormittags überdeckt, außerdem aber wurde die gesamte unterste Dunstschicht um etwa 1° erwärmt, offenbar vom Boden aus; stieg doch die Temperatur an der Küste mittags auf 12°.

In der Nacht trat wieder Abkühlung von unten her ein, so daß der Ballon am nächsten Morgen eine Erdbodeninversion fand; die mittägliche Erwärmung am Freitag aber vermochte diesmal nur die Inversion zu überdecken, nicht aber die gesamte Luftsäule zu erwärmen, vielleicht deshalb, weil die Luft vorwiegend über Wasser floß, welches seine Temperatur tagsüber nicht ändert.

Freitag Abend bis Sonnabend früh fanden keine Beobachtungen statt. Es ging nicht anders, weil Hunger und Kälte uns zu sehr mitnahmen [1]).

Als wir dann am 7. April morgens wieder zu beobachten begannen, waren wir 1100 m hoch, so daß wir über die untersten Schichten nichts aussagen konnten. Sicherlich hatte sich aber auch in dieser Nacht wieder eine Ausstrahlungsinversion gebildet; darauf deuteten die Talnebel hin, welche wir in den Gebirgstälern ausgebreitet sahen und die sich erst gegen Mittag völlig auflösten.

b) Der Wind. Den Gang der Windgeschwindigkeit mit der Höhe konnten wir natürlich nur unter dem Ballon beobachten, durch Papier oder Ballastsand; über ihn ist im vorigen Kapitel berichtet worden; die Schwankungen in der mittleren Höhe des Ballons, also 500 m, wurden in der üblichen Weise aus seinen

[1]) Vgl. die Fahrtbeschreibung. Illustr. aeronaut. Mitteilungen, Juni 1906.

Digitized by Google

Örtern und den zugehörigen Zeiten berechnet; es ergibt sich eine langsame, ungleichmäßige Abnahme der Windgeschwindigkeit bis zum Wendepunkt der Fahrtkurve, von 11 auf 2 m pro Sekunde, dann erneute Zunahme und weiter rasche ungleichmäßige Abnahme bis zum Sonnabend Morgen von 9 auf 4 m.

Einen anderen Gegenstand der Beobachtungen bildete das Verhalten der Luft, wenn sie die Küste passiert. Ist ein Aufschluß über diese Frage doch auf keine andere Weise einwandfrei zu erhalten als mit dem Freiballon.

Leider waren die überflogenen Strecken zu klein und der Abstand zwischen dem besten Wollen und unserer Ausrüstung zu groß, als daß man dem Ergebnis eine andere Bedeutung als die einer Stichprobe beilegen könnte.

Sehr augenfällig zeigte es sich, daß die See im Gegensatz zur Erde mit großer Näherung für die Luft reibungslos ist. Sobald letztere das Land verlassen, hörte sie unten auf, nach links abzudrehen und zurückzubleiben, Windgeschwindigkeit und Windrichtung wurden vielmehr die gleichen wie in 500 m Höhe. Wir beobachteten dies durch herabgeworfene Papierschnitzel, welche auf dem Wasser nicht halblinks hinter uns zurückblieben, wie auf dem Lande, sondern senkrecht unter dem Korbe flatterten, bis sie die Wasseroberfläche erreichten.

Schwache Abweichungen, bald nach rechts und bald nach links, bemerkten wir am zweiten Tage über den dänischen Inseln. Vergegenwärtigt man sich aber, daß jede größere Insel, wenn sie sich am Tage erhitzt, eine superponierte Zyklone, und, indem sie sich nachts abkühlt, eine superponierte Antizyklone erzeugen wird, mögen die Erscheinungen auch noch so geringfügig ausfallen, — so wird man diesen Abweichungen nicht viel Bedeutung beilegen.

Eine mechanische Ablenkung der Luft durch den Verlauf der übrigens durchweg flachen Küste war nicht festzustellen.

Endlich sei noch auf das Verhalten des Ballons eingegangen.

Dem jungen Ballonführer wird gelehrt, daß der Ballon fällt, wenn er bei Tage auf Wasser kommt. In der Tat tritt die Erscheinung in den meisten Fällen ein, ohne daß es einstweilen gelungen wäre, eine befriedigende Deutung zu finden.

Nun erklärt sie Herr Linke in der Verarbeitung seiner luftelektrischen Fahrten aus der Abkühlung der Luft über dem Wasser, wobei die Luft herabsinke und den Ballon mitnehme.

Gesetzt zunächst, es fände eine merkliche Abkühlung der Luft auf der See von unten her statt, so wird sie sich nicht anders bemerkbar machen wie in der Nacht, und weder in große Höhen vordringen, noch ein merkliches oder gar rapides Herabsteigen von Luft herbeiführen.

Eine Abkühlung ist aber in unseren Beobachtungen nicht zu erkennen, sie kann also nur in den untersten 100 m vorhanden sein, über welche wir keine Beobachtungen haben, und wird sicherlich auch dort erst allmählich eintreten.

Unter diesen Umständen wird man die Linkesche Erklärung nicht als zutreffend gelten lassen können.

Damit soll indessen nicht das Herabsteigen der Luft geleugnet werden; es ist vielmehr sehr wohl denkbar, daß etwas Luft an der Küste auf das Wasser von oben herabgesogen wird, indem unten auf dem Wasser mehr Luft abfließt, als unten auf dem Lande nachkommt, bei der größeren Reibung an letzterem.

Ob aber das Verhalten des Ballons hieraus und nicht vielmehr aus der Änderung der Strahlungsbedingungen zu erklären ist, muß einstweilen dahingestellt bleiben, solange über letztere keine Beobachtungen vorliegen.

Digitized by Google

Die internationale Ballonfahrt 5. bis 7. April.

Führung und meteorologische Beobachtungen: Dr. Kurt Wegener.
Astronomische und meteorologische Beobachtungen: Dr. Alfred Wegener.
Gummierter, ehemaliger Fesselballon von 1200 cbm, gefüllt mit 1200 cbm Wasserstoff.

Zurückgelegter Weg: 1300 km.
Luftlinie: 400 km.
Dauer der Fahrt: 52½ Stunden.

Abfahrt $9^a 0$ am 5. April vom Platz des Luftschiffer-Bataillons.
Landung: $1^p 32$ am 7. April bei Lauffach im Spessart.

Donnerstag, den 5. April.

Zeit	Höhe	Temp.	Relative Feuchtigk.	Windrichtung	Geschwind.	Bemerkungen
8^a 5	40	5.0	58	ESE	5	Abfahrt um 9^h. Wir fahren zunächst mit S 45 E, 11.5 mps. Geschwindigkeit nimmt langsam ab. Die Angaben über Windrichtung und Geschwindigkeit beziehen sich auf die Zeit, nicht auf die Höhe.
11^a 28	915	2.8	Obere Grenze		—	
51	932	2.5	44	S 38 E	10.3	
1^p 11	712	5.0	34	S 38 E	10.3	Tagsüber wolkenlos.
48	507	7.1	37	S 34 E	9.8	
2^p 5	911	4.0	39	S 33 E	7.3	
44	98	11.9	22	—	—	
—	950	Obere ∞-Grenze fast erreicht, im S a-str.-Bank und vereinzelte cu aus dem ∞.				
3^p 2	1163	2.8	20	—	—	
7	1198	1.9	18	An der ∞-Oberfläche, über uns schwacher ∞-Horizont.		
4^p 19	1017	3.5	31	S 28 E	8.5	
5^p 22	455	8.7	32	S 32 E	10.8	
6^p 22	386	9.1	35	S 34 E	10.0	
7^p 18	524	7.1	36	S 30 E	9.0	
9^p 25	648	6.1	54	S 15 E	9.7	Windgeschwindigkeit nimmt langsam ab unter Rechtsdrehung.

Freitag, den 6. April.

12^a 35	311	7.9	40	S	4.3	Um $3\frac{1}{2}^h$ N 52 W 3.2 mps., um 5^h N 16 W 1.7 mps. Wir kommen wieder auf die See.
6^a 7	218	6.9	49	Wir stehen fast still.		
—	497	7.0	36	—	—	
28	801	4.7	43	—	—	
37	1002	3.4	28	—	—	
45	1230	1.9	42	An der Küste Bodennebel, unten ∞^{1-2}, oben wolkenlos.		
55	1503	0.3	48	—	—	
7^a 0	1610	— 0.6	48	—	—	
4	1693	— 1.6	54	—	—	
10	1809	— 1.8	44	—	—	
25	2006	— 4.0	—	—	—	
30	2072	— 4.5	55	Unten W-Wind, darüber NW-Abnahme, darüber W wie unten.		
8^a 27	2342	— 6.2	55	Überall außerordentlich still.		
—	2520	—	—	Um $9^a 11$: N 4 W, 2.9 mps.		
10^a 40	1983	— 3.7	63	—	—	
12^p 33	1245	0.5	54	—	—	Im S ∞ Horizont bzw. str-Wolken, sonst wolkenlos.
1^p 0	Einzelne cu-Wolke am SSE-Horizont. N 3 W, 4.4 mps.					
2^p 5	545	7.6	40	Unten NNW bis ca. 200, dann N 8.3 bis etwa 900, darüber fast C. Dicke cu, oben abgeflacht, (Gewitter?) im SE aus dem ∞, darüber 1^0 a-str.		
4^p 18	219	10.8	41	N 6 E	7.6	Wieder auf der See.
6^p 21	364	9.3	43	N 12 E	7.5	Bewölkung 1^0 am Horizont, a-str, str-cu, ⊙ geht unter.

Sonnabend, den 7. April.

Bei Neumünster N 47 E, 8.6 mps. um 8^p des 6./IV., von der Elbe an N 12 E, 8.9, abflauend auf 3.8 um 5^a unter uns Nebel und Wasser.

6^a 44	1105	Vor uns liegt ein Wolkenmeer von str-cu, in den Tälern Talnebel.			
50	1373	0.6	75	NNW	Bewölkung nimmt zu.
7^a 17	1659	— 2.2	80	Im N gewitterförmige Wolken.	
—	1840	Basis der cu bzw. str-cu.			
28	1885	— 4.3	88	—	—
47	2351	— 6.6	58	—	—
52	2508	— 7.2	50	—	—
58	2773	— 9.6	40	—	—
8^a 16	3102	— 12.1	22	N 5 W	8.3
36	3325	— 12.4	19	—	—
43	3415	— 13.9	22	—	—
—	3725	— 16.2	49	—	—
10 8	3757	— 15.2	65	—	—
—	3773	—	—	—	—

$11\frac{1}{2}$ a. m. Wir ziehen Ventil, mittlere Geschwindigkeit war von $5^a 12$ bis $12^a 0$ 11 mps., über dem ∞ aber etwa 12 mps. Unter den cu wird der Ballon herauf und hinunter geworfen.
$1^p 32$ Landung.

Digitized by Google

Graphische Methode zur Bestimmung der Insolationsmenge.

Von Dr. L. Steiner (Budapest).

Die Mitteilung des Herrn S. Zöllner: „Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne", im Februarheft 1906 der Meteorologischen Zeitschrift veranlaßt mich zur folgenden Notiz.

1. Auf Anregung des Herrn Geheimrat W. v. Bezold habe ich mich vor Jahren mit graphischer Darstellung der Insolationsverhältnisse befaßt und zwar in Verbindung mit einer Aufgabe, deren Lösung aus phänologischem Gesichtspunkte von einigem Interesse sein kann. Die Sonnenstrahlung nämlich, welcher vertikal stehende Baumstämme ausgesetzt sind, ist gewiß verschieden von derjenigen, welche wir für horizontale Ebenen berechnen, und es wird vielleicht einiges Interesse haben, wenn wir, dieses Problem betreffend, einige Resultate vorführen. Hierbei drängt sich ein graphisches Verfahren von selber auf, da die analytische Verfolgung der Aufgabe auf verwickelte und langwierige Rechnungen führt. Die konstruktive Lösung der Aufgabe hingegen ist sehr einfach und kann, wie es im folgenden geschah, auch auf die Insolationsverhältnisse einer horizontalen und vertikalen Ebene leicht angewendet werden. Wir umgehen hierbei jede Rechnung, und die für die Darstellung der Insolationsverhältnisse zu benutzenden Kurven (bezüglich Flächeninhalt) ergeben sich aus bloßer Konstruktion.

Wir suchen die Insolation für einen vertikal stehenden Kreiszylinder. Dabei soll nur die Mantelfläche in Betracht gezogen, die obere Grundfläche aber vernachlässigt werden. Diese Vernachlässigung wird für eventuelle pflanzenbiologische Anwendung der Resultate von keinem erheblichen Betrage sein, kann aber auch mit der darzulegenden graphischen Methode leicht nachgeholt werden.

Die Insolationsmenge, welche die Mantelfläche eines vertikalen Kreiszylinders in einem gegebenen Moment erhält, ist sehr annähernd dieselbe, welche eine, durch die Achse des Zylinders gehende vertikale Ebene, deren Normale gegen den jeweiligen Azimut der Sonne gerichtet ist, auffängt, mithin kann sie einfach dem Sinus der Zenitdistanz proportional gesetzt werden. Also $J = C.f \sin z$, wo f die Fläche des vertikalen Schnittes bedeutet; den Faktor C werden wir als eine Konstante betrachten. Integriert man den Ausdruck von J für den halben Tagbogen, wobei die Deklination der Sonne als unveränderlich angenommen wird, so erhält man die Insolation für einen halben Tag.

Die hier kurz erwähnte analytische Behandlung der Aufgabe will ich nur in ihren Endresultaten anführen, ohne bei der weiteren Verfolgung des Problems von den anzuführenden Formeln Gebrauch zu machen, da das graphische Verfahren viel rascher zum Ziele führt und die Verhältnisse anschaulicher darstellt.

Bedeutet δ, t Deklination und Stundenwinkel der Sonne, φ die geographische Breite des Beobachtungsortes, so ist die Insolation für den halben Tagbogen:

$$W = \int_0^{t_0} J\,dt = Cf\int_0^{t_0} \sin z\,dt \quad \ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

wo $tg^2\frac{t_0}{2} = \frac{\cos(\varphi - \delta)}{\cos(\varphi + \delta)}$ und $\cos z = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos t$ ist.

Digitized by Google

Führt man die Substitution

$$tg\,\zeta = \frac{cos\,\frac{\varphi+\delta}{2}}{sin\,\frac{\varphi-\delta}{2}}\,tg\,\frac{t}{2}$$

ein, so kann (1) auf folgende Form gebracht werden:

$$W = A\int_0^{\zeta_0} \frac{d\zeta\,\sqrt{1-k^2 sin^2\zeta}}{(1-\mu^2 sin^2\zeta)^2} \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

wo $$tg\,\zeta_0 = \frac{cos\,\frac{\varphi+\delta}{2}}{sin\,\frac{\varphi-\delta}{2}}\,tg\,\frac{t_0}{2}; \quad A = 4\,Cf\,\frac{cos\,\frac{\varphi-\delta}{2}}{cos\,\frac{\varphi+\delta}{2}}\,sin^2\,\frac{\varphi-\delta}{2},$$

$$k^2 = 1 - tg^2\frac{\varphi+\delta}{2}\,tg^2\,\frac{\varphi-\delta}{2}, \quad \mu^2 = 1 - \frac{sin^2\,\frac{\varphi-\delta}{2}}{cos^2\,\frac{\varphi+\delta}{2}}.$$

Formel (2) läßt sich auf folgende Form bringen:

$$W = 4\,C.f\,\frac{sin^2\,\frac{\varphi-\delta}{2}}{cos\,\frac{\varphi-\delta}{2}\,cos\,\frac{\varphi+\delta}{2}}\left\{\int_0^{\zeta_0}\frac{d\zeta}{(1-\mu^2 sin^2\zeta)\sqrt{1-k^2 sin^2\zeta}} - sin^2\frac{\varphi-\delta}{2}\int_0^{\zeta_0}\frac{d\zeta}{(1-\mu^2 sin^2\zeta)^2\sqrt{1-k^2 sin^2\zeta}}\right\}.$$

Das erste Glied in der Klammer ist ein elliptisches Integral 3. Gattung, und das zweite Glied läßt sich durch Reduktionsformel (s. z. B. H. Durège, Theorie der elliptischen Funktionen, § 17) auf elliptische Integrale 1., 2. und 3. Gattung zurückführen.

Die analytischen Entwickelungen will ich nun weiter nicht verfolgen; es sei zu den vorherstehenden Formeln in bezug auf ihre Anwendbarkeit nur so viel bemerkt, daß im allgemeinen sowohl μ^2 als k^2 positiv und kleiner als 1 sind. Die oben gegebenen Ausdrücke für μ^2 und k^2 können nämlich auf folgende Form gebracht werden:

$$\mu^2 = \frac{cos\,\varphi\,cos\,\delta}{cos^2\frac{\varphi+\delta}{2}}, \text{ also immer } > 0 \text{ und}$$

$$k^2 = \frac{cos\,\varphi\,cos\,\delta}{cos^2\frac{\varphi+\delta}{2}\,cos^2\frac{\varphi-\delta}{2}} = \frac{\mu^2}{cos^2\frac{\varphi-\delta}{2}}, \text{ ebenfalls immer } > 0.$$

Ferner führen die Bedingungen $\mu^2 \leqq 1$ und $k^2 \leqq 1$ auf folgende Ungleichheiten $cos(\varphi-\delta) \leqq 1$ und $(cos\,\delta - cos\,\varphi)^2 \geqq 0$; im allgemeinen sind diese Bedingungen erfüllt.

2. Das einfachste, aber für praktische Zwecke genügende Verfahren zur Berechnung des Integrals (1) ist die mechanische Quadratur. Man kann dasselbe Verfahren mittels Konstruktion durchführen, wobei man jede Rechnung umgeht. Es sei nämlich der Kreis $H'PZHNH'$ (Fig. 2) der Meridian eines Ortes, dessen geographische Breite (φ) der Bogen AZ ist, also AA' der Äquator; ferner sei SOA die Deklination der Sonne (δ). — OC ist eine willkürlich gewählte, vertikale Länge, welche im folgenden die Fläche des vertikalen Durchschnittes des Zylinders durch die Achse

Digitized by Google

vertreten wird. — Die Projektion von OC auf den von der Sonne herkommenden Strahlenbündel zu einem beliebigen Stundenwinkel ergibt sich mittels folgender Konstruktion, deren Richtigkeit aus einfacher geometrischer Raumanschauung folgt.

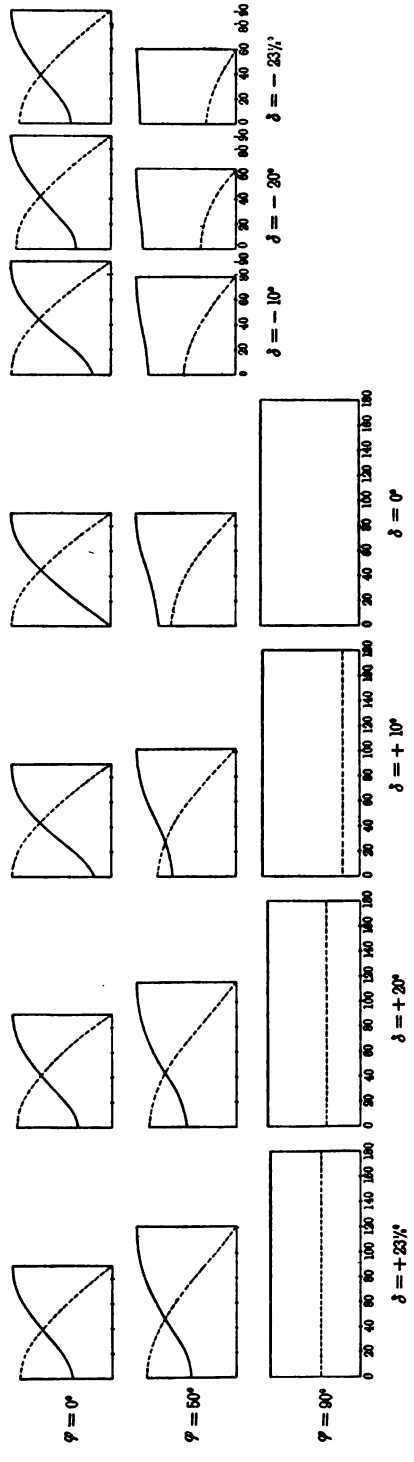


Fig. 1.

Zieht man $SS' \parallel AA$, so schneidet SS' die verlängerte Erdachse PP' im Punkte S'. Konstruiert man den Halbkreis $SBD'S'$ mit dem Radius $S'S$, so ist dieser Kreis der scheinbare Weg der Sonne am Himmel (mit Vernachlässigung der Deklinationsänderung). Zieht man vom Punkte D, in welchem SS' die Gerade HH' schneidet, eine Parallele DD' zu PP', so ist der Winkel $SS''D'$ der halbe Tagbogen und kann mit einem Winkelmesser bestimmt werden. Wenn die Sonne sich in B befindet, also der Stundenwinkel $SS''B$ ist, erhält man ihre Zenitdistanz auf folgende Weise. Man zieht $BE \parallel PP'$, dann $EF \parallel HH'$; der Winkel FOZ ist die dem Stundenwinkel $SS''B$ entsprechende Zenitdistanz der Sonne. Zieht man nun FO und darauf senkrecht CG, so stellt CG die Größe $f \sin z$ dar. Teilt man sich nun den Kreisbogen SBD' z. B. von 10 zu 10 Graden ein und führt für jeden Teilpunkt diese Konstruktion durch, so erhält man für verschiedene Zeitmomente die Größe $f \sin z$. Werden dann die Stunden (Stundenwinkel) in einem beliebigen Maßstabe als Abszissen, die durch Konstruktion erhaltenen CG-Linienstücke als Ordinaten aufgetragen, und die Endpunkte der letzteren verbunden, so ist das durch die Abszissenachse und durch die den Gang der Insolation darstellende Kurve (Polygon) begrenzte Flächenstück der Insolationsmenge proportional, welche der Zylinder an jenem Tage erhielt.

Die Insolationsmenge, welche eine horizontale Ebene erhält, deren Fläche dem vertikalen Durchschnitt des Zylinders durch die Achse gleich ist, erhält man, wenn die Linienstrecken OG zu den Stundenwinkeln als Ordinaten aufgetragen werden. Die auf letztere Weise erhaltenen Flächenstücke sind mit den früheren, für vertikale Zylinder abgeleiteten vergleichbar.

In der nebenstehenden Zeichnung (Fig. 1) ist ähnlich, wie es Herr S. Zöllner für horizontale Ebenen getan, der Gang der Insolation für vertikale Zylinder aufgezeichnet (voll ausgezogene Linien); zum Vergleich sind die Verhältnisse für horizontale Ebene (gestrichelte Linie) — welche ebenfalls mittels obiger Konstruktion sich

Digitized by Google

ergaben — auch dargestellt (für den halben Tagbogen). Ich habe mich nur auf die geographischen Breiten $\varphi = 0^0, 50^0, 90^0$ beschränkt, da ich die Verhältnisse nur im großen Ganzen überblicken wollte. In der Zeichnung sind die Resultate für die Deklinationen $\pm 23^1/_2$, $\pm 20^0$, $\pm 10^0$ und 0^0 reproduziert; konstruiert wurden sie auch für die Deklinationen $\pm 15^0$ und $\pm 5^0$. Die auf der Abszisse befindlichen Zahlen 0^0, 20^0 usw. bedeuten Stundenwinkel, von Mittag gezählt. Durch Ausmessung der entsprechenden Flächen erhält man die täglichen Insolationsmengen und hieraus das Verhältnis zwischen den Insolationsmengen, welche ein vertikaler Zylinder (J_{vc}) und eine horizontale Ebene erhält (J_h), deren Flächeninhalt gleich demjenigen des vertikalen Durchschnittes des Zylinders durch die Achse ist. So ergeben sich folgende Zahlen[1]):

Werte von $\frac{J_{vc}}{J_h}$

	$\varphi = 0^0$	$\varphi = 50^0$	$\varphi = 90^0$		$\varphi = 0^0$	$\varphi = 50^0$
$\delta = +23^1/_2{}^0$	1.26	1.40	2.29	$\delta = -5^0$	1.03	2.47
$+20$	1.16	1.46	2.76	-10	1.06	2.95
$+15$	1.11	1.59	3.71	-15	1.11	3.46
$+10$	1.06	1.69	5.71	-20	1.16	4.26
$+5$	1.03	1.90	11.37	$-23^1/_2$	1.26	5.30
0	1.00	2.20	∞			

Man sieht, daß in höheren Breiten ein großes Übermaß der Insolationsmenge des vertikalen Zylinders vorhanden ist, besonders bei geringer Deklination der Sonne.

Werden die durch Ausmessung der Flächen bestimmten täglichen Insolationsmengen in ein Koordinatennetz als Ordinaten eingetragen, wobei als Abszissen die Jahresabschnitte genommen werden, welche den obigen Deklinationen entsprechen[2]), so erhält man durch Ausmessung der so entstehenden Flächenstücke die Insolationsmengen für die eine Hälfte des Jahres. Das Doppelte hiervon wird sehr nahe mit der Insolationsmenge für das ganze Jahr übereinstimmen. Bezeichnet man letztere mit I_{vc} und I_h für den vertikalen Zylinder und horizontale Ebene, so ergibt sich:

	$\frac{I_{vc}}{I_h}$
$\varphi = 0^0$	1.12
50^0	2.03
90^0	3.80

Für höhere Breiten ist also auch in der Jahressumme ein beträchtliches Übermaß in der Insolation des vertikalen Zylinders vorhanden.

3. Obige Konstruktion kann sehr einfach auf Ebenen angewandt werden, für welche sich das rechnerische Verfahren in der Meteor. Zeitschr. 1898, S. 194 bis 196 befindet[3]).

Es sei zunächst OH die Normale der Ebene, also die vertikale Ebene gegen Süden gerichtet. Das zum Stundenwinkel $SS''B$ gehörende Azimut der Sonne ergibt sich folgendermaßen. Man verlängert EF bis K und konstruiert mit dem Radius KF einen Kreis; zieht man $EL \parallel ZN$, so ist der Winkel FKL ∢ das gesuchte

[1]) Die kleinen Unregelmäßigkeiten im Gang der Zahlen stammen von der Ungenauigkeit der Konstruktion.

[2]) Es wurden für die angeführten Deklinationen: $-23^1/_2{}^0$, -20^0 usw. bis $+23^1/_2{}^0$ folgende Daten angenommen: 20. Dezember, 21. November, 2. November, 19. Oktober, 5. Oktober, 22. September, 9. September, 27. August, 12. August, 23. Juli, 20. Juni.

[3]) Ich ergreife die Gelegenheit, einige Zahlenangaben der angeführten Stelle zu berichtigen. Wird auf S. 195 $\Sigma J_h = 12.999$ beibehalten, so wird für $\theta = 0^0$, 30^0, 45^0, 60^0, 90^0 auf S. 196

$$\Sigma J_\theta^v = 13.332,\quad 13.131,\quad 12.724,\quad 12.004,\quad 9.490,\quad \text{also}$$
$$\frac{\Sigma J_v^\theta}{\Sigma J_h} = 1.03,\quad 1.01,\quad 0.98,\quad 0.92,\quad 0.73.$$

Digitized by Google

Azimut; man kann auch so verfahren, daß man im Punkte E eine auf EF Senkrechte errichtet, und macht $EL = EB$ [1]). Der gesuchte Winkel zwischen Sonnenstrahlen und Normale der Ebene (OH) ist für alle Punkte des Kreises, welcher durch den jeweiligen Sonnenort geht und auf $H'H$ senkrecht steht, derselbe. Man ver-

Fig. 2.

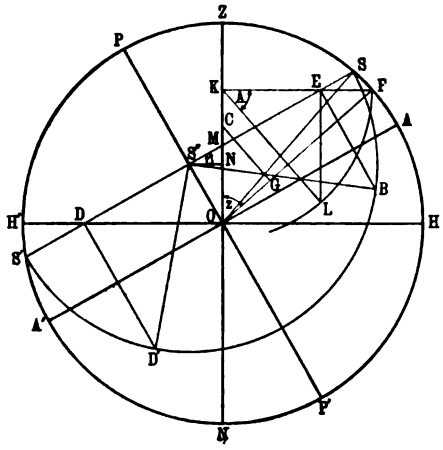
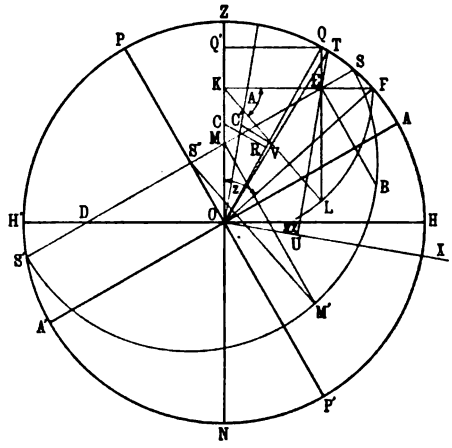


Fig. 3.



längert also LE bis Q (Fig. 3), der Winkel $QOH \measuredangle$ ist der gesuchte Winkel. Zieht man $CR \perp OQ$, so ist CR als Vertreter der Projektion der vertikalen Ebene, also als Vertreter der Größe $f \cos\alpha$ zu betrachten, wo α den Winkel zwischen Normale und

---

[1]) Nebenbei sei bemerkt, daß die sphärisch-trigonometrischen Grundformeln aus unserer Figur leicht hergeleitet werden können. Es ist nämlich $\measuredangle KOF = z$ (Zenitdistanz der Sonne), $\measuredangle F'KL = A$ (Azimut der Sonne), $\measuredangle SS''B = t$ (Stundenwinkel), $\measuredangle POS = 90 - \delta$ (Poldistanz der Sonne) und $\measuredangle POZ = 90 - \varphi$ (Poldistanz des Beobachtungsortes); ferner ist $EL = EB$, da beide den Sonnenort mit demselben Punkt E verbinden. Daraus folgt:

$KL \sin A = S''B \sin t$, oder da $KL = KF = OF \sin z$ und $S''B = S''S = OS \cos\delta = OF \cos\delta$, mithin

$$\sin z \sin A = \cos\delta \sin t \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Ferner ist:

$$S''E = S''B \cos t = S''S \cos t = OS \cos\delta \cos t = S''M + ME.$$

Aber es ist:

$$S''M = MO \cos\varphi = \frac{S''O}{\sin\varphi} \cos\varphi = OS \frac{\sin\delta}{\sin\varphi} \cos\varphi$$

und:

$$ME = \frac{KE}{\sin\varphi} = \frac{KL \cos A}{\sin\varphi} = OF \frac{\sin z \cos A}{\sin\varphi} = OS \frac{\sin z \cos A}{\sin\varphi},$$

mithin:

$$OS \cos\delta \cos t = OS \frac{\sin\delta}{\sin\varphi} \cos\varphi + OS \frac{\sin z \cos A}{\sin\varphi},$$

also:

$$\sin\varphi \cos\delta \cos t = \sin\delta \cos\varphi + \sin z \cos A \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

Endlich sei:

$S''N \perp ZO$. Es ist $KO = OF \cos z = OS \cos z = ON + NM + MK$,

aber:

$$ON = S''O \sin\varphi = OS \sin\delta \sin\varphi,$$

ferner:

$$NM : S''M = KM : ME, \text{ oder } NM : OS \frac{\sin\delta}{\sin\varphi} \cos\varphi = KM : OS \cdot \frac{\sin z \cos A}{\sin\varphi},$$

hieraus:

$$NM = MK \frac{\sin\delta \cos\varphi}{\sin z \cos A},$$

also:

$$OS \cos z = OS \sin\delta \sin\varphi + MK \frac{\sin z \cos A + \sin\delta \cos\varphi}{\sin z \cos A}$$

und mit Benutzung von (2)

$$OS \cos z = OS \sin\delta \sin\varphi + MK \cdot \frac{\sin\varphi \cos\delta \cos t}{\sin z \cos A}$$

Es ist aber:

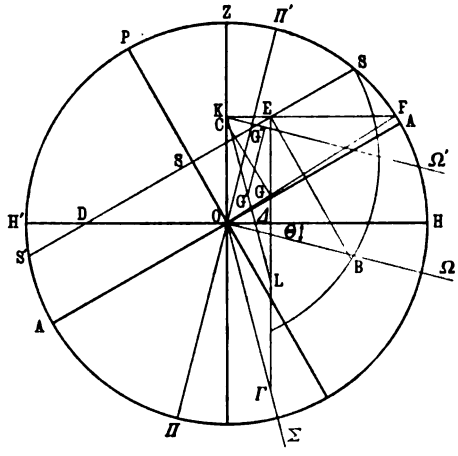
Digitized by Google

Sonnenstrahlen bedeutet[1]). Die Ebene erhält die ersten bzw. letzten Sonnenstrahlen, wenn das Azimut der Sonne gleich 90° ist. Der entsprechende Stundenwinkel ist leicht zu finden: man hat im Punkte M die auf SS' vertikale MM' zu ziehen, der Winkel $SS''M' \measuredangle$ ist der gesuchte Stundenwinkel.

Hat man eine Ebene, deren Normale (OX) im Meridian liegt, aber mit dem Horizont einen Winkel (α) einschließt (Fig. 3), so ergibt sich der Winkel zwischen Sonnenstrahlen (zum Stundenwinkel $SS''B$ gehörig) und Normale der Ebene einfach dadurch, daß man (die früheren Bezeichnungen beibehaltend) die Gerade UET vertikal zu OX errichtet, der Winkel $XOT \measuredangle$ ist der gesuchte Winkel und $C'V$ der gesuchte Vertreter der Flächenprojektion, wo $C'V \perp OT$ ist. Der Stundenwinkel, bei welchem die Ebene die ersten bzw. letzten Sonnenstrahlen erhält, ist auf dieselbe Art zu finden wie im früher erwähnten Beispiel.

Einigermaßen langwieriger wird die Konstruktion, wenn man eine vertikale Ebene hat, deren Normale das Azimut θ hat (Fig. 4). Man hat zuerst diejenigen Stundenwinkel zu bestimmen, bei welchen die Ebene die ersten bzw. letzten Sonnenstrahlen erhält. Das Azimut der Sonne zu diesen Zeiten ist $90° - \theta$ und $90° + \theta$. Es sei in der Fig. 4 $HO\Omega \measuredangle = \theta$. Ist $\Pi\Pi' \perp O\Omega$, so wird $\Pi O\Pi' \measuredangle = 90 - \theta$ und $HO\Pi \measuredangle = 90 + \theta$. Man macht nun $HO\Sigma \measuredangle = HO\Pi' \measuredangle$; durch einiges Probieren kann man den Punkt E auf SS' auffinden, für welchen $\Gamma\Delta = EB$ ist, wo $\Gamma E \perp HH'$, $EB \perp SS'$ und der Punkt B ein Punkt des mit dem Radius $S''S$ beschriebenen Kreises ist. Der Winkel $SS''B$ ist der gesuchte Stundenwinkel für die ersten Sonnenstrahlen. Ähnliches Verfahren mit dem Azimut $HO\Pi$ führt zu demjenigen Stundenwinkel, bei welchem die letzten Sonnenstrahlen die Ebene treffen (vorausgesetzt natürlich, daß die Sonne nicht schon früher niedergeht, was aus der Figur entschieden werden kann). Die fernere Konstruktion zeigen wir für den Stundenwinkel $SS'B \measuredangle$. Man konstruiert erstens $OC \sin z = CG$, dann das Azimut, welches dem Stundenwinkel $SS''B \measuredangle$ entspricht, also $FKL \measuredangle$; man zieht vom Punkte K aus $K\Omega'$ parallel mit $O\Omega$; der Winkel $\Omega'KL \measuredangle$ ist gleich $A - \theta$. Trägt man CG auf KL und zieht aus dem so erhaltenen Endpunkt G' eine Vertikale auf $K\Omega'$,

Fig. 4.



---

oder:

$$MK : KE = S''M : S''O$$

$$MK : OS \sin z \cos A = OS \cdot \frac{\sin \delta}{\sin \varphi} \cos \varphi : OS \sin \delta,$$

mithin:

$$MK = \frac{OS \sin z \cos A \cos \varphi}{\sin \varphi},$$

also:

$$OS \cos z = OS \sin \delta \sin \varphi + OS \cdot \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

oder:

$$\cos z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

[1]) Man kann dies auch folgendermaßen verifizieren. Es ist aus der Figur $CR = OC \sin \overset{\frown}{COR}$, ferner, wenn $QQ' \perp ZO$, ist $QQ' = OQ \sin \overset{\frown}{QOZ} = KE = KL \cos A = KF \cos A = OF \sin z \cos A$, also $\sin \overset{\frown}{QOZ} = \sin z \cos A = \sin \overset{\frown}{COR}$, mithin $CR = OC \cdot \sin z \cos A$, wie es auch aus sphärisch-trigonometrischen Formeln sein muß.

Digitized by Google

so ist die Länge KG'' die Größe, welche dem Produkt — gebildet aus dem Flächeninhalt der Ebene und dem Cosinus des Winkels zwischen Sonnenstrahlen und Normale der Ebene — entspricht. Die Richtigkeit der Konstruktion erhellt aus der Formel $\cos\alpha = \sin z \cdot \cos(A - \theta)$, welche sich aus dem sphärischen Dreieck zwischen Zenit, Sonnenort und dem Treffpunkt der Normale der Ebene mit dem scheinbaren Himmelsgewölbe sofort ergibt.

Die konstruktive Lösung für beliebig gelegene Ebenen läßt sich natürlich auch angeben, wegen einigermaßen komplizierterer Beschaffenheit derselben wird man aber das rechnerische Verfahren vorziehen.

Budapest, April 1906.

Normale Monatsmittel der Temperatur und des Niederschlages für den Brocken[1]).

Von Dr. C. Kassner in Berlin.

Am 1. Oktober 1905 war das erste Jahrzehnt seit der Eröffnung des Observatoriums auf dem Brocken vergangen, und es lag daher der Anlaß nahe, auf Grund der seither dort gewonnenen Beobachtungsergebnisse Normalwerte für die meteorologischen Elemente abzuleiten. Wenn nun aber im folgenden die ersten drei Monate meist unberücksichtigt blieben, so geschah das in der Erwägung, daß zu Anfang doch immer erst Erfahrungen gesammelt werden müssen, damit die Beobachtungen den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen.

Bei der Temperatur bietet die Hauptschwierigkeit der Kampf mit dem Regen, Schnee und noch mehr mit dem Glatteise und Rauhreif, den Herr Assmann im „Wetter“ 1895, 271 so sehr packend geschildert hat. Fast noch größer sind die Hindernisse, die sich der Messung der Niederschläge entgegenstellen, da der Wind entweder das ruhige Hineinfallen des Regens hindert und ihn darüber hinwegjagt oder den schon im Meßapparat befindlichen Schnee wieder herauswirbelt oder endlich Schnee vom Erdboden her aufstöbert und ihn in den Meßtrichter wirft. Es sind dagegen verschiedene Vorrichtungen ersonnen worden — man vergleiche z. B. den vom Winde gedrehten Regenmesser von P. Ballif[2]) — aber sie alle versagen bei Frostwetter. Am einfachsten ist noch das Verfahren, Regenmesser auf verschiedenen Seiten des Observatoriums so aufzustellen, daß bei welcher Windrichtung auch immer ein Apparat in hinreichend großem, aber nicht zu großem Windschutz des Observatoriums steht.

So wurde auch auf dem Brocken verfahren, wie Herr Assmann an obengenannter Stelle näher erörtert hat; es wurde je ein Regenmesser im Nordwesten, Osten und Süden des Observatoriums aufgestellt. Eine kritische Besprechung der Beobachtungen vom 1. Oktober 1896 bis 30. Juni 1898 hat Herr Stade auszugsweise im „Wetter“ (1901, S. 201 bis 205) veröffentlicht. Wesentlich auf Grund dieser Kritik ist man nun im Königl. Meteorologischen Institut zu folgendem Verfahren gekommen: Aus den an jedem der drei üblichen Termine vorgenommenen Messungen

[1]) Mit Zusätzen und Kürzungen des Autors aus dem Januarheft vom „Wetter“ übernommen.
[2]) Kassner. Vom Äolosturm zum Bjelasnica-Observatorium. Das Wetter 1904, S. 35.

Digitized by Google

wird die jeweils größte Angabe der drei Regenmesser gewählt und aus den so erhaltenen drei Terminwerten die Tagessumme gebildet. Da dieses Verfahren früher nicht befolgt, für die Ableitung der Normalwerte von mir aber jetzt nachgeholt wurde, so erklärt es sich, warum die damals veröffentlichten Werte von den nachstehend mitgeteilten wiederholt und zum Teil sehr stark abweichen.

Um die Normalwerte bilden zu können, bedarf man einer Vergleichsstation mit genügend langer Beobachtungsreihe und möglichst ähnlicher Lage. Wenn nun auch bei Klausthal diese letztere Bedingung nicht vollkommen erfüllt ist, so liegt der Ort doch im Westen, also in der Luvseite des Brockens, wodurch manche anderenfalls wohl auftretenden klimatischen Besonderheiten ganz oder doch großenteils wegfallen. In Klausthal beginnen die Beobachtungen 1855, doch war es möglich, sie für 1851 bis 1854 mit Hilfe der Beobachtungen von Gütersloh, Halle a. S. und Heiligenstädt zu ergänzen, so daß ein volles halbes Jahrhundert als Normalperiode benutzt werden kann.

Die Differenz: Klausthal–Brocken (siehe die Tabelle am Schluß) zeigt einen so regelmäßigen Gang im Laufe des Jahres, daß man schon darin eine Gewähr für die mit ihrer Hilfe berechneten Normalwerte erblicken kann. Der Vergleich der beiden Reihen für 40 und 50 Jahre weist nur sehr geringe Unterschiede beider auf, so daß man schließen kann, daß die Jahre 1891 bis 1900 im Mittel normalen Verhältnissen entsprachen.

Angefügt sind hier noch die von Herrn Hellmann in seinem „Klima des Brocken“ (Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie III, S. 7, 1882) veröffentlichten Temperaturmittel aus den Jahren 1836 bis 1859; sie stimmen mit meinen Werten sehr gut, mehrfach völlig überein — ein vorzügliches Zeugnis für die Güte der alten Beobachtungen.

Vor fünf Jahren hatte ich mit der Periode 1896 bis 1900 die Temperaturwerte vom Inselsberg, Brocken und Schneekoppe auf die Normalperiode 1851 bis 1890 reduziert (Das „Wetter“ 1901, S. 96) und dabei auf die merkwürdige Tatsache hingewiesen, daß bei allen drei Bergstationen der Januar weniger kalt als der Dezember und der Februar sei; ich fand nämlich:

	Dezember	Januar	Februar
Inselsberg (Thüringerwald) . . .	— 4.0°	— 3.5°	— 3.7°
Brocken (Harz)	— 4.0	— 3.7	— 4.4
Schneekoppe (Riesengebirge) . .	— 6.9	— 6.6	— 7.3
ebenso Schmucke (Thüringerwald) . . .	— 4.2	— 3.6	— 3.7

Eigentümlicherweise ergeben sich nun für den Brocken bei Benutzung der zehn Jahre 1896 bis 1905 fast dieselben Werte wie bei der halb so langen Periode 1896 bis 1900. Wenn das auch nur ein Zufall sein wird, so ist doch sehr bemerkenswert, daß auch bei zehn gleichzeitigen Jahren der Januar wärmer als seine beiden Nachbarmonate ist. Im Einzelfall könnte das ja sehr leicht denkbar sein, aber im 40jährigen Mittel kann man ein derartiges Vorkommnis nicht gut übersehen. Sehen wir uns die einzelnen Jahre an, so finden sich folgende Fälle mit verhältnismäßig warmem Januar für den Brocken:

				Differenz	
				Dezember	Januar
Winter	Dezember	Januar	Februar	Januar	Februar
1895/96	— 5.3°	— 4.5°	— 5.1°	+ 0.8°	— 0.6°
1897/98	— 2.7	0.0	— 4.5	+ 2.7	— 4.5
1901/02	— 3.5	— 3.3	— 5.7	+ 0.2	— 2.4
1903/04	— 4.1	— 3.1	— 5.1	+ 1.0	— 2.0
Mittel	— 3.9	— 2.7	— 5.1	+ 1.2	— 2.4

Digitized by Google

Danach ist die Erwärmung zum Januar nur halb so groß als die Erkaltung zum Februar hin.

Suchen wir nach Beispielen in der klimatologischen Literatur, so wies Woeikoff in seinem Handbuch der Klimatologie (Band II, S. 7 ff.) für das polare Europa und die Inseln des nördlichen Eismeeres ganz dasselbe Verhalten des Januars nach und gab dafür auch eine Erklärung: „Es ist viel wahrscheinlicher vorauszusetzen, daß der relativ warme Januar ein charakteristisches Merkmal des Klimas des Eismeeres ist. Wahrscheinlich ist dies davon abhängig, daß die Zentren der Zyklonen im Januar häufiger in geringem Abstande nach Norden von diesen Orten vorüberziehen als früher oder später." Auch auf Franz-Josefs-Land ist diese Erscheinung wahrgenommen, in acht Wintern dreimal (Hann, Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf Franz-Josefs-Land; Meteorologische Zeitschrift 1904, S. 549):

				Differenz	
				Dezember	Januar
Winter	Dezember	Januar	Februar	Januar	Februar
1872/73	— 30.5°	— 22.6°	— 34.9°	+ 7.9°	— 12.3°
1873/74	— 28.9	— 24.4	— 28.4	+ 4.5	— 4.0
1894/95	— 26.9	— 24.2	— 29.2	+ 2.7	— 5.0
Mittel	— 28.8	— 23.7	— 30.8	+ 5.0	— 7.1

Auch hier ist der Abfall vom Januar zum Februar viel größer als der Anstieg vom Dezember zum Januar, denn es handelt sich ja im letzteren Falle nur um eine Unterbrechung der winterlichen Erkaltung oder mit anderen Worten um einen Wärmerückfall.

Ganz entsprechend sind die Mittelwerte, die Hann für Spitzbergen (Lehrbuch der Meteorologie, 2. Auflage) sowie für Thorshavn und Valentia (Handbuch der Klimatologie III, 125/6) mitteilt:

				Differenz	
				Dezember	Januar
	Dezember	Januar	Februar	Januar	Februar
Spitzbergen	— 13.1°	— 9.2°	— 22.7°	+ 3.9°	— 13.5°
Thorshavn	3.2	3.4	3.4	+ 0.2	0.0
Valentia (Irland)	7.2	7.3	7.3	+ 0.2	0.0

Daß der Januar in Nordwesteuropa wärmer ist als der Dezember, erklärt Hann wie folgt: „Im Januar wird die „Warmwasser- und Luftheizung" (Golfstrom) an der Westküste so viel verstärkt, daß sie die natürliche Wärmeabnahme nicht nur unterdrückt, sondern noch einen Wärmeüberschuß liefert." Auch weist er darauf hin, daß im Dezember die Isobaren von West nach Ost gehen, mithin Südwestwinde vorherrschen, während im Januar die Richtung der Isobaren von Südwest nach Nordost verläuft und somit warme Südwinde zur Geltung kommen.

Wir können noch einen Schritt weiter gehen und folgern: Wehen im Januar vorzugsweise warme Südwinde, so wird dadurch der Gegend zwischen Europa und Island Energie zugeführt, wodurch wiederum die Luftdruckminima gekräftigt werden. Sie schaffen nun auf ihrer Westseite lebhafte Nordwestwinde, die einerseits kalte Luft herbeiführen und andererseits den Golfstrom südwärts ablenken und damit jene Energiezufuhr abschneiden. Der Winter kann sich wieder stärker bemerkbar machen und die Temperatur des Februars unter die des Januars herabdrücken. Es wird somit sehr von der Lage eines Ortes dieser Gegenden abhängen, ob er den geschilderten Einflüssen ausgesetzt (Luvseite) ist oder nicht und danach wiederum, ob der Januar wärmer als seine Nachbarmonate sein wird oder kälter; ebenso werden einzelne Jahre ein abweichendes Verhalten zeigen.

Digitized by Google

Vergleicht man ferner mit dieser Erscheinung die Temperaturbeobachtungen in der freien Atmosphäre, wie sie gelegentlich der internationalen Ballonfahrten in Europa gewonnen und von Hann (Meteorologische Zeitschrift 1904, S. 326) zusammengestellt und gerade für das Winterhalbjahr als ziemlich verläßlich bezeichnet wurden, so findet man folgende Werte für die verschiedenen Höhen:

				Differenz	
				Dezember	Januar
Höhe	Dezember	Januar	Februar	Januar	Februar
10 km	— 50.0°	— 54.4°	— 55.4°	— 4.4°	— 1.0°
9 „	— 33.5	— 46.8	— 50.1	— 13.3	— 3.3
8 „	— 35.8	— 38.9	— 43.7	— 3.1	— 4.8
7 „	— 30.3	— 31.8	— 36.1	— 1.5	— 4.3
6 „	— 25.1	— 24.2	— 28.9	+ 0.9	— 4.7
5 „	— 19.3	— 16.8	— 21.9	+ 2.5	— 5.1
4 „	— 12.8	— 10.5	— 14.7	+ 2.3	— 4.2
3 „	— 7.5	— 4.5	— 8.7	+ 3.0	— 4.2
2 „	— 3.6	+ 1.4	— 3.6	+ 5.0	— 5.0
1 „	— 1.6	+ 3.9	— 1.4	+ 5.1	— 5.3
0 „	— 0.1	— 0.7	0.3	— 0.6	+ 1.0

Also auch in der freien Atmosphäre ist in den Schichten 1 bis 6 km der Januar wärmer gewesen als die beiden Nachbarmonate.

Die Verbindung zwischen diesen Beobachtungen und den oben erwähnten im hohen Norden dürfte vielleicht in den hochgelegenen norwegischen Stationen zu suchen sein. Mohn gibt in seinen Klima-Tabeller for Norge I folgende Monatsmittel der Jahre 1845 bis 1890:

	Dezember	Januar	Februar
Jerkin (963 m)	— 8.2°	— 8.2°	— 8.2°

Hier fehlt die übliche Erkaltung zum Januar hin ganz, so daß man auch hier in gewissem Sinne von einer Erwärmung sprechen kann. Es scheint daher nicht ausgeschlossen, daß der relativ warme Januar eine Erscheinung einer Atmosphärenschicht ist, in die der Brocken eben noch hineinreicht, und die sich polwärts bis zur Erdoberfläche senkt. Diese Erscheinung wird nicht in jedem Jahre nachweisbar sein, sondern kann sogar durch einen ungewöhnlich kalten Januar im Mittel unterdrückt und in ihr Gegenteil verkehrt werden, wie es z. B. zu Klausthal in dem Jahrzehnt 1891 bis 1900 der Fall war, wo nicht weniger als siebenmal der Januar unter dem vieljährigen Durchschnitt lag. Daher ist auch im 50jährigen Mittel 1851/1900 der Brocken im Januar kälter als im Dezember, aber doch nur um 0.2°.

Ähnlich liegen auch die Verhältnisse auf der Schneekoppe. Hier sind Beobachtungen seit 1880 vorhanden, also gerade für 25 Jahre. In diesem Zeitraum war der Januar je zehnmal wärmer als der Dezember und als der Februar und zwar sechsmal davon gleichzeitig wärmer als beide Monate. Im Mittel dieser je 10 Fälle stellt sich die Erwärmung

vom Dezember zum Januar auf . . . . + 1.5°,
vom Januar zum Februar auf . . . . . + 2.1°,

also letztere ist auch größer als erstere, wie beim Brocken. Daß bei der Schneekoppe der Januar weniger oft wärmer ist als beim Brocken, hat offenbar darin seinen Grund, daß jener Berg schon viel kontinentaler gelegen und somit dem Einfluß der mit dem isländischen Luftdruckminimum und dem Golfstrom zusammenhängenden Luftströmung mehr entzogen ist. Immerhin ist die Zahl der Erwärmungen bemerkenswert, zumal gleichzeitig in Breslau der Januar achtmal wärmer als der Dezember und nur siebenmal wärmer als der Februar war und zwar im ersten Fall um 2.3°, im letzteren um 2.7°, mithin weniger unterschiedlich als in der Höhe.

Digitized by Google

Gehen wir weiter südlich, so kommen bei den Alpen nur die westlichen Gipfel in Betracht, die nicht völlig von der winterlichen Antizyklone über den Ostalpen beeinflußt werden. Hier findet man, wie folgende Beispiele zeigen:

		Dezember	Januar	Februar	Dezember / Januar	Januar / Februar
Julier	(2243 m)	— 8.5°	— 8.6°	— 8.0°	— 0.1°	+ 0.6°
St. Gotthard	(2100 m)	— 7.4	— 7.7	— 7.4	— 0.3	+ 0.3
St. Bernhard	(2478 m)	— 7.9	— 8.3	— 8.2	— 0.4	+ 0.1
Rigi	(1790 m)	— 4.6	— 4.8	— 4.7	— 0.4	+ 0.1
Säntis	(2467 m)	— 8.6	— 9.0	— 8.6	— 0.4	+ 0.4

eine so geringe Erkaltung zum Januar und eine so geringe Erwärmung zum Februar hin, daß man auch hier von einem relativ warmen Januar sprechen kann.

Nebenbei bemerkt war auf der Südhalbkugel der unserem Januar entsprechende Juli im Winter 1899/1900 am Kap Adare (Borchgrevink) gleichfalls wesentlich wärmer als die Nachbarmonate:

Juni	Juli	August
— 24.9°	— 22.8°	— 25.3

wogegen die „Belgica“ ein Jahr vorher einen ganz extrem kalten Juli antraf. Ebenso fand die britische antarktische Expedition 1902/03 am Mt. Erebus:

Juni	Juli	August
— 26.9°	— 22.6°	— 27.3°

Die Niederschlagsbeobachtungen auf dem Brocken eröffnen zwar nicht so weite Ausblicke, doch bieten auch sie Interessantes.

Die ältesten Mittelwerte dürften wohl von G. von Möllendorff (1855 und 1862) herrühren, der als Jahressumme 1242 mm berechnete. Diese Zahl gibt auch Dove an, und sie ist dann widerspruchslos nicht nur abgedruckt worden, sondern es wurden auch Betrachtungen darüber angestellt, daß der Brocken danach noch fast 200 mm weniger Niederschlag als das 550 m tiefer gelegene Klausthal erhält, so von Dove in seinen „klimatologischen Beiträgen“ und nach ihm von van Bebber (1877). Erst Hellmann war es vorbehalten, in seinem „Klima des Brocken“ auf Grund wirklicher Kritik der Messungen aus demselben, auch von seinen Vorgängern benutzten Material wahrscheinlichere Werte abzuleiten.

Hellmann benutzte nur die Messungen des Regens und nicht die des Schnees, da letztere aus den eingangs erörterten Gründen damals nicht einwandsfrei waren, und bestimmte für die Sommermonate das Verhältnis der Niederschlagsmengen von Klausthal zu denjenigen vom Brocken. Dieses Verhältnis ergab sich im Mittel zu 1.22 und wurde an die Winterwerte von Klausthal angebracht. So wurden folgende mittlere Monatssummen für den Brocken erhalten:

Januar	(143 mm)	Juli	176 mm
Februar	(137 „)	August	155 „
März	(145 „)	September	100 „
April	(118 „)	Oktober	(107 „)
Mai	102 „	November	(149 „)
Juni	154 „	Dezember	(183 „)

Jahr (1669) mm.

Die Werte in Klammern sind in eben erläuterter Weise berechnet, doch hatte Hellmann gesagt, daß das Verhältnis 1.22 ein Mindestmaß darstellt und daß die wahre Jahressumme nicht 1670 mm, sondern wahrscheinlich 1900 mm sein werde. Seitdem findet man in der Literatur bald die Jahressumme von rund 1700 mm, bald die von 1900 mm erwähnt, je nachdem der betreffende Schriftsteller nur die Zahlentabelle von Hellmann abgeschrieben oder aber auch den Text dazu gelesen hatte, wie das ja vielfach geschieht. Später, nämlich in seinen „Beiträgen zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse von Deutschland“ (Meteorologische Zeitschrift 1886,

Digitized by Google

S. 473) geht Hellmann doch wieder auf seinen ersten Wert von 1670 mm zurück und findet ihn durch neuere Messungen bestätigt. Daraufhin ist dann diese Zahl wieder von vielen übernommen worden (Moldenhauer, Schulz usw.). Auch Herr Assmann gibt in seiner Abhandlung „Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland" (Stuttgart 1886) an, daß „der Brocken nach einigen erst in neuerer Zeit gelungenen vollständigen Jahresbeobachtungen der Niederschläge über 1700 mm verdichtet."

In der folgenden Tabelle sind nun die gegenwärtig als Normalwerte zu betrachtenden Monatsmittel wiedergegeben.

Temperatur (° C) auf dem Brocken.

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dzbr.	Jahr
1896	— 4.5°	— 5.1°	— 0.8°	— 1.1°	3.5°	10.3°	10.6°	7.8°	6.6°	3.1°	— 3.2°	— 4.3°	1.9°
97	— 6.1	— 3.9	— 1.6	0.4	3.9	10.6	9.3	11.2	5.9	4.3	0.7	— 2.7	2.7
98	0.0	— 4.5	— 2.9	0.2	4.4	8.2	7.0	12.6	8.7	4.1	1.8	— 1.5	3.2
99	— 3.1	— 2.9	— 3.4	0.2	4.1	7.9	11.1	11.0	6.1	3.8	1.5	— 7.0	2.4
1900	— 4.1	— 3.8	— 5.9	— 0.2	4.2	9.3	12.2	9.9	8.7	2.7	0.0	— 1.9	2.6
01	— 4.9	— 8.7	— 4.5	1.0	6.4	8.7	12.3	9.7	8.0	4.3	— 1.6	— 3.5	2.3
02	— 3.3	— 5.7	— 2.6	0.7	1.4	9.0	8.2	7.8	6.0	1.3	— 2.2	— 4.8	1.3
03	— 3.8	— 2.0	— 0.1	— 2.3	6.4	7.8	9.6	8.6	8.5	4.4	— 1.2	— 4.1	2.6
04	— 3.1	— 5.1	— 2.5	2.2	5.5	8.0	12.5	10.0	6.0	3.1	— 1.6	— 2.5	2.7
05	— 5.5	— 4.3	— 1.6	— 1.2	5.4	10.8	11.8	10.3	6.5	1.8	— 2.2	— 2.6	2.0
Differenz: Klausthal—Brocken.													
	1.9	2.9	3.4	3.9	4.1	4.2	4.0	3.8	3.4	3.0	2.4	2.2	3.3
Normalwerte für den Brocken.													
1851/1890	— 3.7	— 4.4	— 3.2	0.8	5.2	9.0	10.8	10.3	7.8	3.6	— 1.2	— 3.8	2.6
1851/1900	— 4.0	— 4.5	— 3.2	0.8	5.1	8.9	10.6	10.3	7.7	3.5	— 1.0	— 3.8	2.5
Hellmann:													
1836/1859	— 5.4	— 5.0	— 3.6	0.7	5.3	8.6	10.7	10.2	8.1	4.0	— 1.0	— 3.8	2 4

Niederschlag (mm) auf dem Brocken.

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dzbr.	Jahr
1896	107	55	236	167	39	226	128	283	178	115	86	79	1699
97	186	126	197	120	142	80	145	162	178	91	79	130	1636
98	99	241	194	153	190	105	289	39	73	73	27	144	1627
99	218	60	68	125	207	105	217	46	302	49	134	87	1618
1900	238	162	112	111	73	209	139	129	79	192	149	122	1715
01	168	104	49	138	18	70	167	123	150	124	207	218	1536
02	249	77	234	89	182	143	177	185	112	108	26	221	1803
03	126	173	113	241	103	80	179	205	171	158	193	88	1830
04	162	261	88	128	118	95	49	32	119	97	177	146	1472
05	177	206	181	93	134	155	197	129	141	293	159	90	1955
Mittel	173	146	147	137	121	127	169	133	150	130	124	132	1689
Verhältnis: Klausthal zu Brocken.													
	1.32	1.41	1.39	1.35	1.23	1.31	1.15	1.24	1.27	1.01	1.22	1.24	1.26
Normalwerte für den Brocken.													
1851/1890	141	160	161	107	105	173	168	153	117	108	140	167	1700
1851/1900	145	160	160	105	106	168	170	154	119	107	128	164	1686

Betrachten wir zunächst das Verhältnis: Klausthal zu Brocken, so fand Hellmann im Mittel für Mai bis September 1.22, hier ergibt sich 1.24, dagegen für die sieben Wintermonate Oktober bis April nicht 1.22, wie es Hellmann gebraucht hatte, sondern 1.28. Letzterer war mithin durchaus berechtigt, die Zahl 1.22 als Mindestwert hinzustellen.

Als normale Jahressumme für den Brocken muß man jetzt 1700 mm annehmen.

Die Reduktion auf die 40jährige und auf die 50jährige Beobachtungsreihe zu Klausthal ergibt fast für alle Monate keinen merklichen Unterschied; nur im November ist dieser etwas groß (12 mm), weil zu Klausthal im Jahrzehnt 1891 bis 1900 nicht weniger als neunmal der November zu trocken war!

Digitized by Google

Die nassesten Monate sind der Juli, Juni, Dezember, März und Februar, in denen 160 bis 170 mm fallen, die trockensten der April, Mai und Oktober mit 105 bis 110 mm. Auf die einzelnen Jahreszeiten kommen folgende Mengen:

Winter	469 mm
Frühling	371 „
Sommer	492 „
Herbst	354 „

und, nach Halbjahren zusammengefaßt, auf das

Sommerhalbjahr	822 mm	(49 Proz.)
Winterhalbjahr	864 „	(51 „)

Es herrschen also die Sommer- und Winterregen vor, während Frühling und Herbst trockener sind. Unterscheidet man nur nach Jahreshälften, so fällt in der Winterhälfte sogar etwas mehr Niederschlag. Auch hierauf hatte Hellmann schon 1882 aufmerksam gemacht, wenn er auch für den Brocken den zahlenmäßigen Nachweis mangels zuverlässiger Beobachtungen noch nicht erbringen konnte.

Berlin, Februar 1905. C. Kassner.

Messungen des Potentialgefälles und der Ionisation der Atmosphäre während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905.

I. Von Charles Nordmann[1]).

I. Ich habe in Philippeville das Potentialgefälle vom 7. August bis zum 21. September 1905 von einem Mascartschen Elektrometer (Tropfenkollektor nach Lord Kelvin) registrieren lassen. Am Elektrometer wurden die sich gut bewährenden Änderungen von Chauveau angebracht, so daß die Ruhelage vollkommen gewahrt blieb; die isolierenden Stützen wurden mit Schwefelsäure ausgetrocknet.

Der Kollektor war an der Fassade der „Corps de garde“-Kaserne angebracht, welche auf dem kleinen Plateau steht, das die Spitze der „Djebel Skikda“ umgibt. Die Seehöhe des Plateaus beträgt 160 m, ihre Entfernung vom Meere 50 m; der Ladungspunkt befand sich 0.75 m weit von der Mauer weg und 2.40 m über dem Boden.

Die in den 43 Beobachtungstagen gewonnenen Kurven zeigen eine solche außergewöhnliche Regelmäßigkeit und Gleichförmigkeit, daß eine noch größere Anzahl von Kurven ganz überflüssig wäre. Die Gleichförmigkeit derselben wird wohl ohne Zweifel durch den äußerst regelmäßigen Verlauf aller meteorologischen Elemente in dieser Jahreszeit an der Küste von Algerien begründet.

Ich habe mich in dieser Abhandlung darauf beschränkt, in Kürze die aus den Kurven hervorgehenden Tatsachen zu publizieren, indem ich die theoretischen Konklusionen einer späteren Arbeit vorbehielt. Es mag nur bemerkt werden, daß der Beobachtungsort tagsüber dem Seewind, in der Nacht dem Landwind exponiert war, so daß man die unter diesen besonderen Umständen gewonnenen Beobachtungsresultate zu einer Prüfung der neueren Theorien des elektrischen Feldes verwenden

[1]) Compt. rend. **142** (1), 40.

Digitized by Google

kann, nämlich der Lenardschen, der die Elektrisierung der Luft durch das bewegte Wasser erklären will, und jener von Elster und Geitel, die das Feld durch die aus dem Boden kommenden Ionen erklären.

II. Charakteristik des täglichen Ganges. Die folgende Tabelle gibt die Differenzen der Werte des Potentialgefälles in Volt vom Tagesmittel für die einzelnen Stunden.

	0^h	1^h	2^h	3^h	4^h	5^h	6^h	7^h	8^h	9^h	10^h	11^h
Vorm.	−12	−15	−17	−20	−21	−22	−20	−20	−17	−6	−2	+1
Nachm.	+7	+11	+15	+19	+27	+26	+24	+26	+19	+7	−2	−9

Tagesmittel H = 42 Volt.

Aus diesen Zahlen kann man folgende Schlüsse ziehen (der obige Gang erhellt nämlich nicht nur aus den Mittelwerten, sondern auch aus den einzelnen Kurven):

1. Der tägliche Gang ist durch eine einfache Welle charakterisiert mit einem Maximum um 4^p und einem Minimum um 5^a.

Wie man sieht, haben die um 12 Stunden abstehenden Werte ziemlich dieselben Abweichungen, jedoch im entgegengesetzten Sinne, und es wird daher die Kurve ganz gut durch eine 24stündige Sinuswelle dargestellt. Dieses Resultat befindet sich in guter Übereinstimmung mit dem von Herrn Chauveau aufgestellten „allgemeinen Gesetz" des täglichen Ganges des Potentials. Chauveau schreibt die allgemein gefundene doppelte Welle der Nähe des Erdbodens zu — in Philippeville nun muß die Luft, die den Beobachtungsort erreicht, nicht über den Erdboden streichen, sondern sie kommt direkt vom Meere her.

2. Die Amplitude ist relativ groß und beträgt etwa 1.2 des Mittelwertes. Die kleinen sekundären und raschen Oszillationen wachsen mit stärker werdendem Felde, sind aber bei Tag ausgeprägter als bei Nacht.

3. Es läßt sich keine Beziehung der einfachen Welle des Potentials mit der doppelten Welle des Barometers in Philippeville konstatieren, die sich jeden Tag deutlich zeigt. Es mag dies in bezug auf die Tatsache bemerkt werden, daß die vielfach gefundene doppelte Welle des Potentials und die doppelte Luftdruckwelle in Beziehung gebracht wurden (Ebert).

4. Sowohl die einzelnen Kurven wie die Mittelwertkurve zeigen ein kleines sekundäres Maximum um etwa 7^p, d. i. im Mittel weniger als eine Stunde nach Sonnenuntergang. So habe ich bei allen Beobachtungen des Potentialgefälles in Parc-Saint-Maur, im Bureau centr. met., in Lyon, Kap Thordsen, in Lissabon, am Eiffelturm usw. ein absolutes oder relatives Maximum kurz nach Sonnenuntergang gefunden.

Die Allgemeinheit der Tatsache, daß nach Sonnenuntergang ein Maximum eintritt, die ein Charakteristikon des täglichen Ganges des Potentialgefälles an allen Stationen zu sein scheint, ist meines Wissens noch nicht hervorgehoben worden.

III. Beobachtungen während der Sonnenfinsternis. Die Kurve des 30. August zeigt folgende Eigentümlichkeiten:

Das Wetter war den ganzen Tag bis zum Abend normal und schön; während der Zeit der Sonnenfinsternis herrschte wie immer in dieser Zeit Seewind. Die folgende Tabelle gibt die Potentialwerte des 30. August in Abweichungen von dem Mittel der angrenzenden schönen Tage. Von 5^p an begann sich der Himmel zu bewölken.

	9^a	10^h	11^h	12^h	12^h40	1^p	1^h30	2^h	2^h30	2^h45	3^h	3^h16	4^h	5^p
Volt	−2	−2	+1	−5	−3	+7	+5	+11	+13	+32	+7	−3	−13	−4
				1. Kontakt				Totalität			4. Kontakt			

Digitized by Google

Wie man aus der Tabelle ersieht, entspricht der Feldwert vor Beginn der Sonnenfinsternis ungefähr dem Mittel und ist eher etwas kleiner als dieses; sofort nach Beginn der Finsternis beginnt das Potential zu steigen, den Mittelwert zu überschreiten und erhält sich über demselben während des ganzen Phänomens und bis zum Ende desselben. Die Tatsache, daß die Abweichungen während der Sonnenfinsternis durchaus positiv und im Gegensatze hierzu vor und nach derselben negativ sind, scheint mir sehr beachtenswert.

Immerhin ist das hervorstechendste Merkmal der Kurve das Vorhandensein eines stark ausgeprägten Maximums (welches zugleich das Maximum des ganzen Tages bedeutet), das bis auf die Fehlergrenze der Beobachtungen der Zeit nach genau mit dem Minimum des Gehaltes an positiven Ionen zusammenfällt.

Man muß lebhaft bedauern, daß ungünstige Witterungsverhältnisse den anderen Beobachtern (Ebert, Elster und Geitel und Le Cadet) das deutliche Bild des Phänomens verdeckt haben, während diese Herren die Wirkung der Sonnenfinsternis auf das Erdfeld an anderen Orten beobachten wollten. Man muß also die Bestätigung der von mir gefundenen Tatsachen von Beobachtungen bei späteren Sonnenfinsternissen erhoffen. Da meine Beobachtungen also der Kontrolle entbehren, möchte ich die folgenden Bemerkungen mit einer gewissen Reserve machen:

1. Das Ansteigen der Potentialkurve und das Zusammenfallen des Maximums derselben mit dem Minimum des Gehaltes an positiven Ionen scheint den Erwartungen zu entsprechen. In der Tat entspricht, wie Elster und Geitel gezeigt haben, eine momentane Verminderung der Leitfähigkeit der Luft einem Ansteigen des Feldes.

2. Umgekehrt kann man aber nicht sagen, daß ein Ansteigen des Feldes die Dichtigkeit der positiven Ionen in der Nähe des Bodens vermehrt. Die Modifikationen des Feldes sind also nur der Effekt, nie die Ursache der Dichtigkeitsänderungen der positiven Ionen.

3. Die Unterbrechung der Sonnenstrahlung durch den Mond wirkte auf das Feld in demselben Sinne, wie die Verdeckung der Sonne durch den Horizont. Ebenso wie das gewöhnliche Maximum weniger als eine Stunde nach Sonnenuntergang eintritt, erscheint das Maximum bei der Sonnenfinsternis 45 Minuten nach der Totalität, und während der ganzen Sonnenfinsternis tritt ein Ansteigen des Feldes ein.

4. Der Sinn der Feldänderung im jährlichen Gange stimmt ebenfalls mit jenem bei der Sonnenfinsternis überein, indem im Winter bei geschwächter Sonnenstrahlung höhere Potentiale gefunden werden wie im Sommer.

II. Von G. le Cadet[1]).

Das Instrumentarium bestand aus der transportabeln Exnerschen Versuchsanordnung und einem Gerdienschen Aspirationsapparate. Der Beobachtungsort befand sich am östlichen Abhange des Hügels, auf dem das „Ebro-Observatorium“ (Tortosa-Roquetas, Spanien) steht, oberhalb eines ganz ebenen, großen Gemüsegartens einer vereinzelt stehenden Besitzung.

1. Das elektrische Feld. Als Kollektor diente eine kleine ausgezeichnet isolierte Acetylenlampe, die 2.50 m über dem Boden angebracht war und ungefähr 30 m von der Äquatorialkuppel des Observatoriums entfernt war. Die Lampe wurde

[1]) Compt. rend. 141 (22), 925, 1905.

Digitized by Google

durch einen 5 m langen dünnen Draht mit einem bernsteinisolierten, geeichten Elektroskop verbunden; dieses sowie der Gerdiensche Apparat waren durch eine Leinwand beschattet, die auf vier 2 m hohen Pflöcken ausgespannt war.

Eine Serie vorbereitender Messungen ergab, daß man die aus den direkten Abmessungen gewonnenen Voltzahlen mit 0.5 multiplizieren müsse, um die Absolutwerte des Potentialgefälles über der Ebene in Voltmeter zu erhalten.

Ich habe in der Zeit von $11^a 30$ bis $4^p 30$ (mittlere Tortosazeit) 98 Ablesungen gemacht. Das Resultat dieser Messungen läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

„Von $11^a 50$ bis $12^p 27$ manchmal starke Variationen zwischen 110 und 160 Voltmeter; dann Absinken des Potentials mit schwachen Variationen bis zum ersten Minimum um $12^p 43$ mit 92 Voltmetern; sodann starkes Ansteigen bis zu 140 Voltmeter um $12^p 48$, hierauf Schwankungen um 120 Voltmeter herum bis $1^p 26$; ziemlich rasches Absinken bis zum tiefsten Minimum von 66 Voltmeter um $1^p 33.5$ (also 12 Minuten nach dem Ende der Totalität). Sodann linearer, ziemlich rascher Anstieg bis zu 180 Voltmeter um $1^p 49$, dann Schwankungen um 120 Voltmeter bis $2^p 53$ mit einem Minimum von 80 Voltmeter um $2^p 3$. Von $2^p 55$ bis $3^p 10$ Werte über 150 Voltmeter, dann ein Absinken und Schwankungen zwischen 100 und 130 Voltmeter um $4^p 35$; hier brechen die Messungen ab."

So war also das elektrische Feld während der ganzen Dauer der Sonnenfinsternis sehr variabel und hatte einen Mittelwert von etwa 115 Voltmeter. Das absolute Minimum trat 12 Minuten nach der Totalität ein. Hierauf trat ein lineares Anwachsen des Feldes ein bis zu einem deutlich ausgeprägten Maximum von 150 Voltmeter, das übrigens auch in anderen Momenten erreicht wurde.

2. Ionisation. Der Apparat von Gerdien, dessen ich mich bediente, konnte auf dem Beobachtungsorte nicht mehr geeicht werden. Die Resultate der 6 Messungsreihen von $11^a 15$ bis $2^p 58$ (abwechselnd positiv und negativ) bleiben infolge der ausgezeichneten Isolation des Instrumentes untereinander sicherlich vollkommen vergleichbar. Die Resultate sind folgende:

Mittl. Tortosa-Zeit	Leitfähigkeitskoeffizienten $\varepsilon(n_n v_n).10^4$ (−)	Leitfähigkeitskoeffizienten $\varepsilon(n_p v_p).10^4$ (+)	Elektrostatische Einheiten in cbm εn_n (−)	Elektrostatische Einheiten in cbm εn_p (+)	Mittlere spez. Ionengeschw. in einem Feld von 1 Voltcentimeter cm (−)	Mittlere spez. Ionengeschw. in einem Feld von 1 Voltcentimeter cm (+)
$11^a 15$ bis $11^a 46$	0.461	—	0.625	—	0.25	—
Anf. d. Finsternis bis $11^a 49$ bis $12^p 20$	—	0.685	—	0.597	—	0.38
$12^p 24$ bis $12^p 55$	0.321	—	0.545	—	0.20	—
Totalität bis $1^p 4$ bis $1^p 35$	—	0.399	—	0.617	—	0.22
$1^p 46$ bis $2^p 17$	0.338	—	0.474	—	0.24	—
Ende $2^p 27$ bis $2^p 58$	—	0.399	—	0.623	—	0.21

Nach diesen Beobachtungen sinkt die Leitfähigkeit der Luft in den unteren Schichten bis zur Zeit der Totalität, um dann wieder langsam anzusteigen. Dieser Effekt ist hauptsächlich der Abnahme der Beweglichkeit der positiven und negativen Ionen zuzuschreiben.

Der Betrag der positiven Ionen wächst vom Anfang bis gegen das Ende der Sonnenfinsternis. Die Abnahme der Zahl der negativen Ionen ist jedoch eine derartige, daß die Gesamtionisation noch eine halbe Stunde nach der Totalität gegen den Anfang der Finsternis herabgedrückt erscheint.

Außer der Verminderung der Beweglichkeit, die wohl dem Anwachsen der relativen Feuchtigkeit zuzuschreiben ist, findet auch eine Verminderung der totalen Ionisation statt, die auf Rechnung der Verminderung und Abwesenheit der Sonnen-

Digitized by Google

strahlung gesetzt werden kann. Dies angenommen, kann man das stetige Anwachsen der Zahl der positiven Ionen im Hinblick auf den Gang des elektrischen Feldes nur mit der Wirkung von Konvektionsströmungen und störenden Einflüssen erklären.

So wichtig die Herbeiziehung des Himmelszustandes in dieser Hinsicht ist, wird hierdurch doch die Ungewißheit der Schlußfolgerungen nicht kleiner.

Die für die Beweglichkeit gefundenen Werte zeigen, daß in der untersuchten Schicht eine große Anzahl langsamer Ionen (Langevin) existiert, deren größter Teil wohl der Messung entgangen ist.

3. Zustand des Himmels. Am Morgen war es wolkenlos. Gegen 11^a bemerkte man am südwestlichen Horizonte radial angeordnete Wölkchen. Von hier aus erhebt sich eine graue Str.-Cu.-Schicht, die sich nach und nach ausbreitet. Von 12^h an bildet sich ein von der ganzen Wolkenmasse losgelöster Fr.-Cu. im Vertikal der Sonne. Um $12^h 45$ ist dieser Fr.-Cu. kompakter geworden und bildet ein langgestrecktes Band mit leuchtendem Rande, unter welchem die Sonne, die zu mehr als drei Teilen verfinstert war, schließlich um $1^h 8^p$ vollkommen verschwindet. Dieser Wolkenstreifen verlängert sich bis jenseits des Zenits und bleibt während der ganzen Totalität bis $1^p 25$ bestehen. In diesem Augenblick tritt die Sonne als kleine Sichel aus den Wolken hervor.

Die Wolken im Zenit zerteilen sich nach und nach und um 2^h ist nur mehr ein leichter Fr.- und Al.-Cu. über dem südlichen Himmel zu sehen.

Der Wind kam im allgemeinen aus NW, manchmal in Stößen.

Das bemerkenswerteste Detail in der Schwankung des Potentialgefälles (das obsolute Minimum 12 Minuten nach der Totalität und das darauf folgende Maximum) fand also gleichzeitig mit der Auflösung der Wolke im Zenit statt. Man kann nur annehmen, daß die Wolke eine Aufstauung der negativen Ionen hervorbrachte, die mit der Auflösung der Wolke verschwand. Eine solche Wirkungsweise der Wolke würde genügen, um die beobachteten Tatsachen zu erklären, freilich auch den vermeintlichen direkten Einfluß der Sonnenfinsternis zu überdecken.

Sonnenfleckenperioden[1]).

Von Arthur Schuster.

Jedermann kennt wohl die Darstellung der Strahlungsintensität durch Kurven, deren Abszissen die Wellenlängen bedeuten, und schätzt den Wert dieser Darstellungsweise! Sie läßt uns sofort ein Linienspektrum von einem Banden- oder kontinuierlichen Spektrum unterscheiden und legt Gesetzmäßigkeiten bloß, die ohne diese Methode schwer zu erkennen wären.

In der Praxis liefert uns nun das Spektroskop die Daten, mittels deren wir die Intensitätskurve konstruieren können; was aber für die Lichtquelle das Spektroskop, das kann die Rechnung für jede Größe leisten, die um einen Mittelwert schwankt. Sind wir doch in jedem Falle imstande, eine in jeder Beziehung der Strahlungskurve analoge graphische Darstellung zu geben, aus der der Zusammen-

[1]) Übersetzt aus Nature 73 (1894), 378 (1906) von V. Conrad.

Digitized by Google

hang zwischen der Periode und der Intensität hervorgeht. Diese Kurve nenne ich Periodographen, ihre Darstellung Periodogramm. Es gibt ein Periodogramm des Regenfalles der Barometerschwankungen usw. und ich glaube, daß solche Kurven — wenn man sie nur für verschiedene Orte zeichnen würde — uns wichtige und charakteristische klimatische Aufschlüsse geben würden.

Während der letzten drei Jahre habe ich mich damit beschäftigt, das Periodogramm der Sonnenfleckenvariabilität zu berechnen. Die Resultate dieser Untersuchung habe ich der Royal Society mitgeteilt (1. The Periodogramm and its optical Applications; 2. The Periodicity of Sunspots, R. S. 7. XII, 1905); das Folgende ist ein Auszug aus der Publikation in den „Proceedings" der R. S. In der ersten Abhandlung beweise ich die Analogie zwischen der Spektralanalyse durch ein Gitter und dem Prozeß meiner rechnerischen Analyse. In der zweiten Arbeit teile ich die Anwendung der Methode auf die Statistik der Sonnenflecke mit.

Als Daten wurden die Sonnenfleckenzahlen von Wolf und Wolfer verwendet, die bis zum Jahre 1749 zurückreichen. Außerdem habe ich noch, wo nur möglich, die Zahlen verwendet, die das „Solar Physics Committee" und das „British Board of Education" vom Jahre 1832 an für die Fleckenarea bei einer synodischen Umdrehung ergibt. Auch die vom Greewich-Observatorium photographisch ausgemessenen Fleckengebiete für jeden Tag des Jahres bis zum 1. Januar 1883 zurück wurden tunlichst berücksichtigt.

Einerseits wurden sämtliche Beobachtungen zu einer Reihe von 150 Jahren zusammengefaßt, andererseits wurde die Reihe in zwei gleiche Teile geteilt, von denen jeder einzeln der Untersuchung unterzogen wurde.

Im ersten Anblick wirkt die Betrachtung der zwei 75jährigen Reihen verwirrend. Während die Beobachtungen, die mit 1826 beginnen, eine nahezu gleichförmige Periode von 11.125 Jahren aufweisen, scheint dieselbe in den Jahren 1749 bis 1826 beinahe gänzlich zu fehlen. An ihre Stelle treten während dieses Zeitraumes zwei Periodengruppen, eine von 9.25 Jahren, die andere von etwa 13.75 Jahren. Letztere Periode ist mehr dadurch charakterisiert, was man in der Spektroskopie mit „Band" bezeichnet, indem sie sich zwischen 13.25 bis zu 14.25 Jahren bewegt — doch mag so mancher Mangel in dem Beobachtungsmaterial an diesem Umstande schuld sein. Einige Zeit neigte ich der Ansicht zu, daß die von uns beobachteten Periodizitäten kurzlebig sind und von einer Anzahl anderer abgelöst werden, die dann auch bald wieder verschwinden. Eine genauere Untersuchung überzeugte mich jedoch davon, daß die Periodizitäten in Beziehung auf die Zeit, die von einem Maximum zum anderen verfließt, äußerst regelmäßig verlaufen — nahezu mit astronomischer Bestimmtheit. Den Schlüssel zu diesem Problem glaube ich in folgendem gefunden zu haben: Eine Anzahl Perioden greifen übereinander, welche der Dauer nach sehr regelmäßig sind, der Intensität nach aber stark variieren; so kommt es, daß die eine oder andere Periode eine Anzahl von Jahre hindurch nicht zum Ausdruck kommt. Die wirkliche Existenz der Periode ist aber dadurch bewiesen, daß, wann immer sie nach einer gewissen Zeit wiedererscheint, sie in ihrer Phase eine Fortsetzung der früheren Periode bildet.

Eine Periode von 4.78 Jahren zieht sich durch die ganze Beobachtungsreihe. Die Amplitude derselben beträgt $^1/_6$ der 11jährigen und ist zu groß, um diese Periode als zufällig erscheinen zu lassen. Sie erscheint sowohl in den Wolfschen Zahlen, die von 1749 bis 1826 reichen, als in der Reihe von 1826 bis 1900, ja auch in den durch Ausmessung der Fleckenflächen gewonnenen Zahlenreihen. Die Phasen

Digitized by Google

dieser Periode wurden aus den genannten Serien errechnet und zeigen eine gute Übereinstimmung. Während ich übrigens noch gar nicht an die Beständigkeit der 11jährigen Periode glaubte, zweifelte ich nie daran, daß die 4.8jährige Periode während der ganzen 150 Jahre als festgestellt zu betrachten sei. Für die Periodendauer erhält man als genauen Mittelwert 4.81 Jahre, doch zweifle ich nicht, daß dieser Wert etwas reduziert würde, wenn man den neueren und vollständigeren Beobachtungen ein größeres Gewicht erteilen würde. Die Hauptperiode, welcher der Sonnenfleckenforschung im letzten Jahrhundert den Stempel aufdrückte, habe ich zu 11.125 Jahren gefunden. Dies stimmt gut mit der Wolfschen Zahl 11.124 und der Newcombschen 11.13 überein.

Rechnet man jedoch mit den bis 1832 zurückreichenden genauen Flächenausmessungen der Flecken, so kommt man zur völligen Elimination der Hauptperiode und findet ganz ausgesprochene Maxima innerhalb der Jahre 1836, 1845, 1853, 1862 und 1870; die Intervalle alternieren also zwischen 9 und 8 Jahren, was ein Mittel von etwa 8.5 Jahren ergibt. Das Periodogramm, welches auf den Wolfschen Zahlen für die ganze Reihe von 1749 bis 1900 basiert ist, zeigt ein ausgesprochenes Intensitätsmaximum für die Periode von 8.25 Jahren. Indem wir ohne Rücksicht auf die Beobachtungen seit 1826 und nur mit Benutzung der Wolfschen Serie die in Frage stehende Periode berechnen, können wir dann für das folgende Intervall die Eintrittszeiten der Maxima voraussagen. Wir erhalten dann folgende Zeiten: 1836.3, 1844.7, 1852.9, 1861.2, 1869.4; dies ist wohl eine genügende Übereinstimmung mit den obigen Zahlen. Die kleine Divergenz der Phasen könnte durch die Annahme einer Periodendauer von 8.32 Jahren korrigiert werden.

Eine Periodizität von 13.5 Jahren zeigt im Periodogramm der ganzen Reihe ein Maximum der Intensität. In Verbindung mit dem Folgenden scheint dies eine sehr merkwürdige Tatsache zu sein. In den Wolfschen Zahlen findet man drei Fälle, in denen zwischen dem Eintreten der Maxima 13 bis 14 Jahre liegen: 1626.0 – 1639.5, 1816.4—1829.9, 1870.6—1883.9. Auch das Intervall 1639.5—1816.4 besteht aus 13×13.61 Jahren und das Intervall zwischen 1829.9—1870.6 aus 3×13.57 Jahren. So also passen die Maxima in eine Periode von 13.6 Jahren hinein, welche, wenn auch mit wechselnder Intensität, sich durch die ganze Reihe hindurchzieht. Ich möchte auf solche vielleicht nur numerische Zufälligkeiten kein zu großes Gewicht legen und kehre zu den drei Perioden zurück, welche mit einiger Genauigkeit festgestellt sind. Nachdem nämlich die Periodenzeiten voneinander unabhängig bestimmt worden waren, stellte sich eine merkwürde Zahlenbeziehung heraus; die reziproken Werte der Periodendauer ergeben nämlich:

$$\frac{1}{11.125} = 0.08989$$

$$\frac{1}{8.32} = 0.12019$$

addiert finden wir:

$$\frac{1}{4.76} = 0.21008$$

Die Summe der reziproken Werte dieser beiden Perioden stimmt also vollkommen mit der Frequenz der dritten Periode überein. Es läßt sich aber auch zeigen, daß die ersten zwei Zahlen nahezu in dem Verhältnis von 3:4 stehen, so daß wir also die drei Perioden als Subperioden einer Periode von 33.375 Jahren bezeichnen können, denn:

Digitized by Google

$$\frac{1}{3} \cdot 33.375 = 11.125$$

$$\frac{1}{4} \cdot 33.375 = 8.344$$

$$\frac{1}{7} \cdot 33.375 = 4.765$$

Wie weit diese Beziehung genau oder ungenau ist, kann man momentan nicht sagen; doch scheint es mir notwendig, darauf hinzuweisen, daß diese drei doch mit einem hohen Grade von Sicherheit gefundenen Perioden vielleicht in einem einfachen Verhältnis zueinander stehen.

Wenn wir nun noch eine Periode im doppelten Betrage der früheren annehmen würden, so könnten wir leicht noch zu der vierten Periode gelangen, denn $\frac{1}{5} \cdot 66.75$ würde 13.34 Jahre in halbwegiger Übereinstimmung mit der früher erwähnten Periode von 13.57 Jahren ergeben. Die Differenz ist jedoch größer als sie sein sollte, und so will ich mich über diesen Gegenstand nicht weiter verbreiten.

Kleinere Mitteilungen.

Der Frühlingseinzug in Mitteleuropa nach Prof. E. Ihne. (Peterm. Geogr. Mitt. 1905, mit Karte.) Wir entnehmen ein ausführlicheres Referat über diese schöne Arbeit einem Artikel von D. N. Krebs in Triest in der Deutschen Rundschau für Geographie und Statistik, XXVIII. Jahrg., S. 319. Nichts zeigt auch für den Fernerstehenden den Einfluß des Klimas in so deutlicher Weise, als die Entwickelung der Vegetation. Die Messung der Temperaturen, des Niederschlages, des Windes, der Bewölkung usw. sind sehr notwendige, aber langwierige Arbeiten der Gelehrten, und die daraus erhaltenen meteorologischen Mittelwerte bleiben mit ihrem Wust von Zahlen dem Laien gegenüber häufig stumm. Weniger genau, aber dafür um so beredter, spricht die Natur selbst. Wenn die ersten Schneeglöckchen hervorgucken wird die Frühlingsstimmung rege, wie der Laubfall den Herbst einleitet. Aber allzu leicht ist auch die Beobachtung an den Pflanzen nicht, von Jahr zu Jahr, von Ort zu Ort wechseln die Verhältnisse, und auf gar mancherlei muß der emsige Beobachter sehen, wenn er aus seinen Betrachtungen Schlüsse auf die Durchschnittszeit gewisser phänologischer Erscheinungen ziehen will.

Aber gerade wegen des innigeren Verhältnisses, in dem der Mensch zu den Kindern Floras steht, lohnt sich die Mühe, und darum wird auch für weitere Kreise eine zusammenfassende Arbeit von Prof. E. Ihne Interesse bieten, deren Schwerpunkt in einer „Phänologischen Karte des Frühlingseinzuges in Mitteleuropa“ liegt. Den Frühling im botanisch-phänologischen Sinne betrachtet der Verfasser als jene Zeit, wo eine Reihe bestimmter Pflanzen (Johannisbeere, Süß-, Sauer- und Traubenkirsche, Schlehe, Birne, Apfel, Roßkastanie, Nägelchen, Weißdorn, Goldregen, Eberesche und Quitte) aufblühen, und seine Karte verwertet das vieljährige Mittel aus den Aufblühzeiten dieser Pflanzen an mehr als 1000 Orten. Die Zeit, innerhalb welcher die genannten Gewächse ihre Knospen entfalten, beträgt 23 bis 33 Tage und das berechnete Mitteldatum fällt etwa zusammen mit der Zeit, da die Äpfel zu blühen beginnen.

Im Folgenden versuchen wir, die wesentlichsten geographischen Momente referierend herauszuheben.

„Der Frühling vollzieht seinen Einzug in Mitteleuropa in ungefähr fünf Wochen; er kommt früher in den Süden und Westen als in den Norden und Osten, früher in die Ebene als in das Gebirge.“ Am günstigsten daran ist, von einigen Orten an der Südabdachung der Alpen (Bozen 11. April, Arco 13., Riva 14., Görz 11. April) abgesehen, die oberrhei-

Digitized by Google

nische Tiefebene von Basel bis Mainz und Frankfurt in einem breiten Streifen, der sich dann verschmälernd fortsetzt im Rheintal bis Düsseldorf, an der Mosel bis Nancy, am Neckar bis Kannstadt. Hier findet sich überall der Frühlingseinzug zwischen dem 22. und dem 28. April, am Abfall der Haardt, an der Bergstraße und am Südabfall des Taunus, im weinberühmten Rheingau am zeitlichsten. Das Maintal steht etwas zurück, sonst sind aber die besten Rebengebiete alle an dem zeitigen Frühlingsbeginn beteiligt. Im Westen findet sich Ähnliches erst im Pariser Becken, im Osten im größten Teile der ungarischen Tiefebene südlich der Raab und östlich des Plattensees. In Fünfkirchen fällt das Mittel auf den 22. April, also sehr früh, zu Günz auf den 28., in den besten Lagen des Alpenvorlandes, zu Wien und Melk auf den 29. April.

Nun erfolgt die Verbreitung rasch, am 1. Mai sind schon die Niederungen des Marchlandes (Brünn, Kremsier) einbezogen, am 2. und 3. Mai sind Linz und Salzburg erreicht, das übrige österreichische Alpenvorland, wie der Ostrand der Alpen und das Klagenfurter Becken, folgen zwischen dem 4. und 6. Mai. Innsbruck sieht offenbar infolge des Föhns den Frühling schon am 3. Mai, Bludenz und das ganze Rheintal bis zum Bodensee sogar schon am 30. April. In die Zeit bis zum 5. Mai fällt der Frühlingsbeginn auch fürs Donautal bis Regensburg, für die ebensten Teile Böhmens an der Moldau, Elbe und Eger (Prag bis Außig), für die Gegend von Dresden und Leipzig, für das Tal der Saale und Unstrut, sowie für Teile der Weser. Ausgedehnt ist diese Zone aber auch erst wieder im Rheinland, wo sie das Main- und Neckarland, den Aar- und Thurgau, den nördlichen Odenwald und die Wetterau, ganz Lothringen, Nordostfrankreich, fast ganz Belgien, die Rheinmündung und Westfalen umfaßt.

Im weitaus größten Teile Mitteleuropas erfolgt der Frühlingseinzug zwischen dem 6. und dem 12. Mai. Der nördliche Teil der Niederlande und ganz Norddeutschland bis zu einer Linie, die von der Wesermündung gegen Kiel und von da über Stettin und Thorn nach Rußland zieht, gehört hierher, ebenso West- und Nordgalizien, die niedrigeren Teile Schlesiens mit der mährischen Senke, der größte Teil des inneren Böhmens, das bayerische und schwäbische Alpenvorland (München ist um fünf Tage später daran als Innsbruck und steht sechs Tage hinter Nürnberg) und die höheren Teile des fränkischen, thüringischen und hessischen Hügellandes. Nur die Gebirge ragen in Süd- und Mitteldeutschland heraus, so die Ardennen mit der Eifel, der Westerwald, Taunus und Rhön, Harz und Thüringerwald, Vogesen, Schwarzwald und Jura, wo das Frühlingsdatum erst in die Zeit nach dem 13., auf den Höhen nach dem 20. Mai fällt. Das gleiche gilt von der Umrandung Böhmens, und das Erzgebirge erscheint hier ebenso benachteiligt wie Böhmerwald und Rauhe Alb. Das österreichische Granitplateau stellt sich ungünstiger als die Alpentäler.

Gegen Nord zu erscheint der Frühling später, zwischen dem 13. und dem 19. Mai in Schleswig, dem nördlichen Mecklenburg und Vorpommern, in ganz Hinterpommern und Preußen bis zum Samland. Am Kurischen Haff, in Schonen, Seeland und Jütland hält der Frühling erst nach dem 20. Mai seinen Einzug, in Karlskrona in Südschweden nach langjährigen Aufzeichnungen erst am 29. Mai, wie zu Reitzenhain im Erzgebirge.

Wie es auch bei den meteorologischen Werten zu beachten ist, ist Seehöhe und geographische Breite allein nicht maßgebend, sondern sehr die örtliche Lage. Talfurchen leiden häufig unter Frösten, Sonn- und Schattenseite liefern sehr verschiedene Werte. Annähernd ergibt sich bei 100 m Höhenzunahme eine Verzögerung von drei bis vier Tagen. Nach dem 20. Mai hält der Frühling seinen Einzug am Harz in über 515 m, in den Sudeten und dem Erzgebirge in 520 bis 530 m, im Schwarzwald in über 715 m, am Schwäbischen Jura in 725 m Höhe. Ein sehr dankbares Feld für solche Untersuchungen wären da die Alpen, doch sind hier leider noch so wenig Stationen, daß der Verfasser auf eine Gliederung in phänologische Zonen verzichten mußte. Nach den wenigen Angaben beginnt der Frühling in den ostalpinen Längstälern zwischen dem 6. und 15. Mai, in den Gebirgstälern noch um eine Woche später (Lienz 9. Mai, Admont 12. Mai. Gastein 20. Mai, Bleiberg 21. Mai).

Gegenüber den vielen deutschen Stationen steht Österreich auch sonst sehr zurück, was wir sehr bedauern. Wir möchten deshalb die Gelegenheit benutzen, zu derartigen Beobachtungen aufzumuntern. Die geringe Mühe wird durch die Freude des Erfolges leicht aufgewogen und gerade kleine und mittlere Orte, wo sich Zeit und Muße leicht findet, sind zum Studium am besten. Bei Einzelhäusern finden sich schwer alle die verschiedenen

Digitized by Google

Pflanzen in mehreren Exemplaren, Großstädte aber und deren nächste Umgebung beeinflussen oft recht beträchtlich das Klima. Wer solche Aufzeichnungen an seinem Wohnorte vornimmt, erfährt von Prof. Dr. E. Ihne in Darmstadt gewisse methodische Winke und kann durch ihn die Veröffentlichung und Verwertung der Ergebnisse für die Wissenschaft erlangen.

Antipassat in Westindien und Mittelamerika. Durch die Vulkanausbrüche der Jahre 1902 und 1903 ist Gelegenheit gegeben gewesen, die Windrichtungen der höheren Luftregionen in Westindien und Mittelamerika etwas genauer zu studieren — eine Gelegenheit, die freilich nur sehr wenig ausgenutzt worden ist. Immerhin ist durch beiläufige Beobachtungen das Wehen eines Gegenpassates in Westindien in nicht allzubedeutender, leider nicht genauer bestimmter Höhe festgestellt: Bei dem ersten großen Ausbruch der Soufrière von St. Vincent wurde, wie mir Augenzeugen versicherten, die vertikal aufsteigende Aschenwolke in einer bestimmten Höhe plötzlich fast senkrecht nach E hin abgebogen, weshalb auch Mr. Freeman in Barbados die Aschenwolke „against the wind“ [1]) herankommen sah. Der starke Aschenfall auf Barbados beweist, daß bedeutende Aschenmassen vom Gegenpassat entführt worden sein müssen. Aschenfälle vom 8. Mai in 13° 22′ NBr und 49° 50′ WL (bei ENE-Wind in Meeresniveau) und vom 9. Mai in 14° 46′ NBr. und 51° 27′ WL (bei ENE) [2]) wurden auf den Peléausbruch gedeutet und würden demnach auf das Bestehen der Gegenpassatströmung in der Breite von Martinique hindeuten, die in der Tat auch von Anderson und F. Flett [3]) gelegentlich eines stärkeren Ausbruches von Fort de France aus mit der Richtung nach E oder NE am 11. Juli 1902, von Wegener und mir am 26. März 1903 von Morne des Cadet aus [4]) direkt beobachtet worden ist.

In Mittelamerika dagegen scheint der Antipassat nicht oder erst in sehr großen Höhen zu wehen. Als ich am 4. Juni 1892 den höchsten Berg Mittelamerikas (Tajumulco, 4210 m) erstieg und nur Ostwind feststellen konnte, durfte ich noch annehmen, daß in nicht allzuviel größerer Höhe der Antipassat wehen dürfte. Die Richtung der Ausbruchswolken des Santa Maria (14° 45′ NBr., 91° 33′ WL. v. Gr.) zeigte aber, daß zum mindesten im Oktober und November 1902 bis in sehr beträchtliche Höhen hinauf keine antipassatische Strömung in jenen Gebieten vorhanden war. Alle Ausbruchswolken, die ich selbst beobachten konnte und die sich doch zum Teil in Höhen von 7000 bis 8000 m überm Meere erhoben, nahmen eine westliche Richtung an und auch die mindestens 10 km hohe Hauptausbruchswolke vom 24./25. Oktober 1902 ging, nach Aussagen von Augenzeugen, nach Evidenz von Photographien und nach der Tatsache des Aschenfalls, hauptsächlich nach W oder WNW. Freilich wurde Asche auch in geringer Menge ostwärts getrieben und noch in 80 km ostnordöstlich vom Vulkan war eine ungefähr millimeterdicke Aschendecke vorhanden, aber in westnordwestlicher Richtung war noch in mehr als 650 km etwa 1 mm Asche gefallen und die Tatsache, daß ähnliche Aschenmengen noch in 350 km Entfernung im N, in 550 km in NNW zu N gefallen sind, zeigt, daß in einer gewissen Höhe auch energische südliche Luftströmungen vorhanden gewesen sein müssen. Die große Masse der Auswürflinge ist jedenfalls westnordwestlich vom Vulkan niedergefallen; gegen E nahm die Dicke der Aschenschicht sehr rasch ab, wie meine Karte der Verbreitung dieser Aschendecke [5]) anzeigt. Spuren von Asche fielen noch in Campeche, Chichenitzá (Yukatan), Acapulco und Colima.

Durch den größten, in Mittelamerika in historischer Zeit stattgehabten Ausbruch, den des Cosegüina von 1835, ist aber festgestellt, daß zum mindesten im südlichen Mittelamerika der Antipassat als WSW weht: Aschen des Hauptparoxysmus (vom 23. Januar) gelangten (mit einer mittleren Geschwindigkeit von etwa 36 km pro Stunde) bis Jamaika, während die gewiß ebenfalls in bedeutende Höhen emporgeschleuderten Auswurfsmassen des Ausbruchs vom 20. Januar nur west- und nordwärts eine bedeutende Verbreitung erreichten [6]),

[1]) Anderson u. Flett, Report on the eruptions of the Soufrière in St. Vincent, in 1902 (Philos. Trans. R. Soc. London, Series A, Vol. 200), p. 408.
[2]) The National geographic magazine XIII (New York, July 1902), p. 299.
[3]) A. a. O., S. 407.
[4]) Vgl. die Abbildung 10 in G. Wegener, Reisen im Westindischen Mittelmeer, Berlin 1904. Die untere Grenze des Antipassats mag damals wenig über 3000 m gelegen haben.
[5]) In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens. Stuttgart 1905. Taf. I.
[6]) K. v. Seebach: Über Vulkane Zentralamerikas, S. 101 ff. Göttingen 1892.

Digitized by Google

gerade so wie die S. Maria-Aschen von 1902. Bei den kleineren Ausbrüchen des Fuego von 1880 [1]), des Atitlan [2]) von 1828 und 1833, des Turrialba [3]) von 1864, wurde die Asche nur westwärts getrieben; über die Höhen dieser Aschensäulen ist nichts bekannt. Daß beim Ausbruch des Atitlan vom 3. Mai 1853 Asche in großer Masse nordwärts nach Sololá getrieben wurde [4]), ist wohl verständlich, da auf der pazifischen Abdachung Guatemalas S-Winde häufig sind. Eben deshalb kann auch die Tatsache, daß Asche des leichten Fuegoausbruchs vom 9. Januar 1856 nach Tocoy (Morazan), also nordostwärts, getragen worden ist [5]), nicht als sicherer Beweis für das Vorhandensein des Gegenpassats um jene Zeit angesehen werden, denn es ist wohl möglich, daß diese Aschen zunächst nach N geflogen sind und dann erst von westlichen Winden tieferer Regionen erfaßt und nach Tocoy entführt worden sind.

Tübingen, den 6. Juni 1906. K. Sapper.

Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere. Einer kürzlich erschienenen wertvollen Publikation der Deutschen Seewarte: Wind, Strom, Luft- und Wassertemperaturen auf den wichtigsten (deutschen) Dampferwegen des Mittelmeeres, Beilage zu den „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1905, 60 S. in gr. 8°, mit 14 Tafeln, entnehmen wir auszugsweise die folgenden Mitteltemperaturen. Die Zahlen sind Mittel aus den im Original detaillierten, nach Breiten- und Längenzonen angegebenen Temperaturen, hier übersichtlicher zusammengefaßt. Die Wassertemperatur ist im September noch höher als im Juli und im Oktober höher als im Juni, besonders im östlichen Teile des Mittelmeeres. Daraus erklärt sich die außerordentlich hohe Lufttemperatur des Herbstes in den Uferländern, worauf ich in meinem Handbuche der Klimatologie besonders hingewiesen habe.

Mittlere Luft- und Wassertemperaturen im Mittelmeere.

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oktob.	Nov.	Dez.	Jahr
	Westl. Teil des Mittelmeeres 36 bis 44° N, 5° W bis 10° E.												
Lufttemp.	12.4*	12.8	13.9	15.5	17.2	21.0	23.8	24.3	23.1	19.6	16.8	13.7	17.8
	Tyrrhenisches Meer 38 bis 44° N, 10 bis 15° E.												
„	12.1*	12.4	13.3	14.7	17.4	21.7	24.4	24.4	23.3	20.3	16.4	13.7	17.8
	Ionisches Meer 34 bis 38° N, 10 bis 25° E.												
„	14.3*	14.3*	14.7	16.1	18.5	21.7	25.2	25.6	24.8	22.8	18.9	15.9	19.4
	Ägyptische Gewässer 32 bis 34° N, 20 bis 32° E.												
„	15.8	15.7*	16.1	17.5	20.0	22.9	25.4	26.3	25.2	23.4	20.1	17.3	20.5
	Westl. Teil des Mittelmeeres.												
Wassertemp.	14.0	13.5*	13.9	15.2	16.8	20.4	23.1	23.9	23.1	20.4	17.6	15.1	18.1
	Tyrrhenisches Meer.												
„	14.2	13.3*	13.6	14.9	16.8	20.9	24.1	24.7	23.4	20.9	18.0	15.7	18.4
	Ionisches Meer.												
„	15.5	14.8*	15.0	15.9	18.0	21.5	24.2	25.4	24.6	22.7	19.9	17.3	19.6
	Ägyptische Gewässer.												
„	16.6	16.4*	16.3*	17.1	19.6	22.7	24.8	25.9	25.1	23.9	21.2	19.0	20.7
	Gesamt-Mittel.												
Luft	13.6*	13.8	14.5	15.9	18.3	21.8	24.7	25.1	24.1	21.5	18.0	15.1	18.9
Wasser . . .	15.1	14.5*	14.7	15.8	17.8	21.4	24.0	25.0	24.0	22.0	19.2	16.8	19.2
Differenz . .	— 1.5	— 0.7	— 0.2	0.1	0.5	0.4	0.7	0.1	0.1	— 0.5	— 1.2	— 1.7	— 0.3

J. H.

Regenmessungen auf einigen Südseeinseln. Wir entnehmen Danckelmans Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten, Bd. XVII, 1904, Heft 4, und Bd. XVIII, 1905, Heft 4, die nachfolgenden Ergebnisse von Regenmessungen aus den Deutschen Schutzgebieten der Südsee.

---

[1]) Nach eingezogenen mündlichen Nachrichten.
[2]) K. v. Seebach, a. a. O., S. 247.
[3]) Ebenda, S. 15 u. 28.
[4]) Ebenda, S. 247.
[5]) Ebenda, S. 234.

Digitized by Google

Seipan 1903: Regenmenge bei Nacht (9p—6a) 1150, bei Tag 681, Maximum pro Tag 93 mm. 1904: Nacht 1264, Tag 1106, Maximum 94 mm.

Jap 1903: Maximum pro Tag 150 mm. 1904: Maximum 111 mm.

Ponape 1903: Regenfall bei Nacht (7p—7a) 2550, bei Tag 1386 mm, Maximum pro Tag 138 mm. 1904: Nacht 2769, Tag 2647, Maximum 240 mm.

Jaluit 1903: Regenfall bei Nacht (6p—6a) 2019, bei Tag 1942, Maximum pro Tag 207 mm. 1904: Nacht 1567, Tag 1642, Maximum 115 mm.

Gárapan auf Seipan (Marianeninsel).

	1903					1904				
	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0	Gewitter	Wetterleuchten	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0	Gewitter	Wetterleuchten
Januar	46	24	12	0	0	105	11	10	1	0
Februar	35	14	7	0	0	109	12	11	0	0
März	49	11	4	0	0	186	18	14	2	0
April	65	14	10	0	0	182	21	19	1	0
Mai	38	19	7	0	0	161	18	12	1	0
Juni	54	23	15	0	0	211	19	17	2	0
Juli	232	29	27	3	0	263	23	15	6	3
August	220	17	14	3	3	362	29	23	3	3
September	319	22	20	2	0	283	28	21	8	0
Oktober	347	17	16	2	2	109	26	20	3	2
November	211	24	21	3	0	145	26	19	1	0
Dezember	214	22	19	1	0	254	28	17	1	0
Jahr	1830	236	172	14	5	2370	259	198	29	8

	Malakal, Palauinsel.		Jap, Westkarolinen.				Ponape (Messenien), Ostkarolinen.					
			1903		1904		1903			1904		
	1902 Niederschlagsmenge	1903 Niederschlagsmenge	Niederschlagsmenge	Tage	Niederschlagsmenge	Tage	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0
Januar	376	28	57	16	219	27	126	9	7	325	26	23
Februar	380	42	37	15	129	15	27	3	3	510	18	18
März	171	39	36	9	337	21	171	15	12	573	23	20
April	204	324	144	11	324	26	668	26	20	566	27	24
Mai	462	256	156	21	315	24	530	26	22	636	28	26
Juni	438	191	285	20	309	22	448	25	23	497	25	25
Juli	174	436	393	19	112	18	473	26	23	343	25	21
August	146	81	281	18	430	18	301	20	18	444	27	26
Sept.	95	140	345	19	716	24	236	15	14	571	23	22
Oktober	207	240	566	23	256	20	597	25	21	463	19	18
Nov.	89	363	482	18	185	19	519	27	20	227	22	20
Dez.	147	265	412	30	63	14	839	30	27	260	19	19
Jahr	2889	2405	3194	219	3395	248	4935	247	210	5415	282	262

Jaluit, Marshallinseln.

	1903					1904				
	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0	Gewitter	Wetterleuchten	Niederschlagsmenge	Niederschlagstage allgem.	Niederschlagstage über 1.0	Gewitter	Wetterleuchten
Januar	129	12	9	0	0	235	22	19	1	0
Februar	51	12	6	0	1	138	18	12	0	0
März	278	20	17	1	1	307	22	20	2	0
April	468	23	22	0	0	251	19	14	1	4
Mai	192	24	22	0	0	436	30	24	4	5
Juni	443	28	28	5	6	424	26	23	2	4
Juli	432	26	22	4	2	395	24	18	0	0
August	220	18	17	1	8	159	20	13	0	1
September	553	20	19	3	3	188	27	19	0	7
Oktober	375	22	18	1	5	112	19	14	0	0
November	385	21	19	2	8	226	21	18	2	0
Dezember	434	26	26	2	0	336	24	17	0	1
Jahr	3960	252	225	19	34	3207	272	211	12	22

Magnetische Wirkungen des Blitzes auf vulkanische Gesteine[1]. Vulkanische Gesteine enthalten manchmal stark magnetisierte Punkte und ausgedehnte Flächen von

[1]) Gaea, Mai 1906.

Digitized by Google

derselben Polarität, eine Erscheinung, die, neueren Untersuchungen zufolge, der Wirkung des Blitzes zuzuschreiben ist.

Da jedoch die zu dieser Erklärung führenden Beobachtungen an Punkten gemacht wurden, die vorher schon vom Blitz getroffen waren und an denen man die von diesen hinterlassenen Spuren wahrnahm, so gingen Gaetano und Giovanni Platiana daran, die Frage dadurch vollständig aufzuklären, daß sie dieselben Punkte vor und nach dem Blitzschlage untersuchten.

Wie sie in einer kürzlich der französischen Akademie der Wissenschaften vorgelegten Arbeit mitteilen, erforschten sie den Magnetismus von Gesteinen des Ätna und prüften, ob die bei dem Bau des Hauses des Herrn Leonardi in Acireale benutzten Blöcke basaltischer Lava irgendwelche magnetischen Erscheinungen zeigten. Nur eine ganz schwache magnetische Wirkung ließ sich konstatieren, die auch nur mit Schwierigkeiten wahrzunehmen war.

Nun ging am 20. September, einige Minuten vor Mitternacht, ein heftiges Gewitter nieder, das einen Telephondraht durchschmolz, aber den Erddraht an der Hauswand unbeschädigt ließ. Die atmosphärische Entladung war fraglos durch diesen Erddraht hindurchgegangen.

Am folgenden Morgen stellten die Verfasser fest, daß die Wand dort, wo der Draht entlang ging, bis auf eine Entfernung von 13 cm stark magnetisiert war, wobei der Nordpol links lag. Der Entladungsstrom war also von unten nach oben gerichtet gewesen.

Während desselben Gewitters schlug der Blitz in den Blitzableiter am Schlosse von Fiorini ein und verursachte dort einigen Schaden. Die Leitungsdrähte dieses Blitzableiters bestanden aus Kupfer von 8 mm Durchmesser und waren durch Porzellanisolatoren in einer Entfernung von 9 bis 20 cm von der Wand festgehalten. Dieses Gebäude war auch erst kürzlich gebaut worden und noch nie hatte seinen Blitzableiter bei früheren Gewittern der Blitz getroffen. Nun zeigten zwar die Lavablöcke in größerer Entfernung von den Leitern keine nennenswerten magnetischen Eigenschaften, aber in 3 m Abstand von ihnen war bereits eine Einwirkung der Wand auf die Magnetnadel zu merken. Rechts und links von dem einen Leiter besaß die Wand Zonen entgegengesetzten Vorzeichens von 15 bis 20 cm Breite. Diese Magnetisierung entsprach gleichfalls einem aufwärts gerichteten Strome.

Es ist auffällig, daß so intensive magnetische Wirkungen durch einen so weit von der Wand entfernten isolierten Draht hervorgerufen wurden.

Bemerkungen zum Zusammenhang des „Knisterns im Telephon" auf dem Sonnblick, mit Potential und Zerstreuung. Die Telephongeräusche, die bei dem Sonnblicktelephon in außerordentlich starker Weise auftreten, werden von der dortigen Bevölkerung „Knistern" genannt. Dieses „Knistern" wurde auf Anregung von Professor J. M. Pernter seit Jahren systematisch beobachtet; die Beobachtungen wurden seinerzeit von W. Trabert[1]) einer eingehenden Diskussion unterzogen. Trabert weist nach, daß „Knistern" und Bewölkung denselben jährlichen und täglichen Gang haben, und kommt zur Folgerung, daß wir es hier mit Influenzerscheinungen der Wolkenelektrizität auf die Telephonleitung zu tun haben.

Für die Stärke des Knisterns wurde eine willkürliche Skala gewählt und zwar wurde, wenn es gar nicht knisterte 0, bei sehr starkem Knistern 4 eingetragen. 1, 2, 3 waren dann die Zwischenwerte.

Während Trabert das „Knistern" im allgemeinen wohl vollständig aufgeklärt hat, mag vielleicht die folgende Bemerkung einen Hinweis enthalten, wie sich die Änderungen der „Knisterintensität" speziell an wolkenlosen Tagen erklären. Auch an wolkenlosen Tagen treten nämlich starke Änderungen der Knisterintensität ein, die durch die „Bewölkungshypothese" nicht erklärt werden.

Es ist naheliegend, anzunehmen, daß die elektrische Strömung in der Drahtleitung um so intensiver wird, je stärker das Gipfelfeld und damit die Ladung des Gipfels ist. Andererseits muß das Knistern schwächer werden, wenn die Gipfelladung z. B. durch stärkere Zerstreuung abnimmt.

---

[1]) Jahresber. d. Sonnblickvereins IV (1896), S. 9. Das „Knistern" im Telephon auf dem Sonnblick.

Digitized by Google

Von diesem Gesichtspunkte aus wurden die Potentialwerte[1]), die im Jahre 1902 auf dem Sonnblick gewonnen wurden, nach Knisterstärken geordnet. Hierbei konnten freilich nur die Grade 0, 1, 2 gebraucht werden, da von der Stärke 3 zu wenig Beobachtungen vorlagen. Dies kommt daher, weil die Beobachter, durch schlimme Erlebnisse gewarnt, bei stärkerem Knistern das Telephon beinahe immer ausschalten.

Bei dieser Zusammenstellung erhält man folgende Mittelwerte:

Knisterstärke	Potential in willkürlichem Maße
0	8.04
1	8.57
2	9.75

Der vermutete Zusammenhang scheint sich also aus diesen Zahlen wirklich zu ergeben.

Eine weniger gute Übereinstimmung erhält man, wenn man die Mittel der Knisterstärken und der Potentialwerte der Beobachtungszeit für die Termine 7^a, 9^a, 12^h, 2^p und 9^p einander gegenübersetzt:

	7^a	9^a	12^h	2^p	9^p
Knistern . . .	0.67	0.50	0.68	1.31	2.27
Potential . . .	7.1	8.2	8.7	8.8	10.6

Diese mindere Übereinstimmung mag darin ihren Grund finden, daß die verwendeten Tage nicht völlig wolkenlos waren und daher doch Störungen des normalen Verhaltens anzunehmen sind.

Zur Nachprüfung dieser Annahme wurden noch drei vollkommen wolkenlose Tage des Jahres 1903 herangezogen, an denen der Verfasser Potentialmessungen[2]) angestellt hat. Aus diesen drei Tagen erhält man folgenden Gang der beiden Größen:

	7^a	9^a	12^h	2^p	9^p
Knistern	1.00	1.33	1.33	1.67	2.67
Potential . . .	15.0	18.0	19.8	20.2	23.9

Also wirklich das erwartete Verhalten!

Die Stundenwerte des Potentials dieser drei Tage, nach Knisterstärken geordnet, ergeben:

Knistern	Potential
1	15.6
2	24.9

(Knistern 0 wurde an diesen Tagen nicht beobachtet). Also ebenfalls wieder die Beziehung, daß höherem Potential stärkeres Knistern entspricht.

Der eben zitierten Abhandlung wurden noch die Zerstreuungswerte für vier vollkommen wolkenlose Tage entnommen und nach Knistergraden geordnet:

Knistern	Mittlere Zerstreuung
1	21.9
2	16.6
3	14.3

Je stärker die Zerstreuung, desto schwächer knistert es also!

Die Annahme, daß das Knistern mit wachsender Feldstärke stärker wird, scheint also mit allen Beobachtungstatsachen übereinzustimmen. Selbstverständlich erscheint es danach, daß die ungemein großen Feldverstärkungen durch Wolken starkes Knistern hervorbringen. V. Conrad.

E. R. v. Schweidler[3]): Luftelektrische Beobachtungen zu Mattsee (Salzburg) im Sommer 1905. Wie in den Jahren 1902, 1903 und 1904 hat der Verfasser auch in den Sommermonaten des Jahres 1905 luftelektrische Messungen angestellt. Dieselben bezogen sich auf die Zerstreuung und den Ionengehalt.

Die Zerstreuungsmessungen wurden mit einem Elster-Geitelschen Apparat ohne Schutzdach in einem Gartenhause angestellt, das der Luft freien Durchzug gestattete, der Ionengehalt mit einem Ebertschen Ionenzähler. Die Beobachtungszeit fällt zwischen

[1]) V. Conrad und F. M. Exner, Beiträge zur Kenntnis der atmosphärischen Elektrizität, XII, Wiss. Sitzungsber. **112**, Abt. II a, Mai 1903.

[2]) V. Conrad, Beiträge zur Kenntnis d. atm. Elektrizität XVI, Wien. Sitzungsber. **113**, Abt. II a, Oktober 1904.

[3]) Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. (Wien) **114**, Abt. IIa, Dez. 1905.

Digitized by Google

7^a 30 und Sonnenuntergang. Als Mittelwerte ergeben sich aus 292 Doppelmessungen auf einem frei schwebenden Zerstreuungskörper von den Dimensionen der verwendeten reduziert:

$$A_- = 5.52 \text{ Proz./Min.}, \quad A_+ = 5.59 \text{ Proz./Min.}, \quad A = 5.56 \text{ Proz./Min.}$$

Der tägliche Gang zeigt eine dreifache Periode, deren Maxima auf 9^a, 3^p und die Nachtstunden, deren Minima auf die Morgenstunden (wahrscheinlich Sonnenaufgang) und Sonnenuntergang fallen. Der Gang der Größe $q = \frac{\varepsilon_-}{\varepsilon_+}$ ist dem Gange der mittleren Zerstreuung sehr ähnlich.

Bei der Diskussion des Zusammenhanges der Zerstreuung mit den meteorologischen Verhältnissen ist die Konstatierung von besonderem Interesse, daß Gewittertage besonders hohe Morgenwerte aufweisen, so daß sich aus dieser Erscheinung sogar eine ziemlich verläßliche Gewitterprognose ableiten ließ.

Während der Gewitter und der heftigen Regengüsse fanden sich abnorm hohe Werte von ε und besonders kleine Werte von q.

Fallender und steigender Luftdruck ergibt gleiche Tagesmittel. Starkes Fallen geht mit hohen Morgenwerten parallel.

Zwischen dem absoluten Luftdruck und der Zerstreuung ließen sich keine Beziehungen finden; nur bei besonders tiefem Quecksilberstande ergab sich das Fehlen des Abendminimums von q.

Die Beobachtungsreihe am 30. August 1905 (partielle Sonnenfinsternis) läßt keine besondere Störung erkennen.

Die Ionengehaltsmessungen ergaben eine etwa 1.2 mal größere Menge von positiven als negativen Ionen.

Morgens und nach Sonnenuntergang wurden hohe, in der Zwischenzeit tiefe Werte gefunden.

Tiefem Luftdruck entspricht im allgemeinen höherer Ionengehalt als hohem.

Schließlich wird noch das Verhältnis zwischen den Zerstreuungswerten und den auf dieselbe Zeit reduzierten Ionengehaltswerten diskutiert, das so ziemlich die spezifische Ionengeschwindigkeit in willkürlichen Einheiten darstellt.

Der tägliche Gang dieser Verhältniszahl ist ein ausgeprägter: „Kleine Werte morgens und abends, Maximum ungefähr zur Zeit des Temperaturmaximums". Dieses Verhalten läßt auf einen Zusammenhang mit der relativen Feuchtigkeit schließen, der sich auch wirklich ergab. Niedrigen Werten der relativen Feuchtigkeit entsprechen hohe Werte des Verhältnisses $\frac{\varepsilon}{\varrho}$ und umgekehrt. V. C.

Zur Entstehung des Graupels. Am 4. Februar 1906 stellte sich in Darmstadt ein interessanter Schneefall ein, der den Übergang von Schnee zu Graupel direkt vor Augen führte. Wir befanden uns an der Rückseite einer Depression; ein Hochdruckgebiet, das morgens im Westen auf dem Ozean lag, zog sich bis zum anderen Tage nach Norden; der morgens wehende Westwind drehte deshalb gegen Mittag ebenfalls nach Norden, und im Laufe des Nachmittags herrschten Winde aus nördlicher Richtung von geringer Stärke. Die Bewölkung war ziemlich groß, aus Cum.-Nimb. bestehend; öfter schien die Sonne. Vormittags waren schon mehrfach Schneefälle aufgetreten; ein weiterer begann nach vorausgehendem Sonnenschein um 3^p 20 mit einzelnen großen Schneeflocken. Er ging sehr rasch in ein dichtes Schneegestöber von großflockigem Schnee über, dessen einzelne Flocken etwa 2 cm größten Durchmesser besaßen. Etwa um 3^p 30 fingen plötzlich zwischen dem Schnee an viel Graupel von etwa 2 bis 4 mm Durchmesser zu fallen, die ein sehr lockeres, reifiges Gefüge besaßen; zwischen ihnen fielen die großen Schneeflocken weiter, aber eine große Zahl von ihnen war an einem Ende bereift und vollständig ballenförmig umgestaltet, während der übrige Teil noch die reine charakteristische Schneeflockenform zeigte. So wurden Flocken beobachtet, an deren einem Ende, an den Verästelungen der Schneesternchen vier bis fünf Graupelbällchen verschiedener Größe wie kleine Knöllchen saßen, deren Zentrum je in einem Schneekristallast lag, so daß die Enden dieser Schneekristalle wie kugelig aufgetrieben aussahen. Um 3^p 35 ging der Fall in kleinflockigen Schnee über, der wieder aus flachen, rein kristallinischen Flocken bestand. Leider schmolz alles mit Geschwindigkeit beim Auffallen weg, da die Temperatur über dem Gefrierpunkt lag. Um $3^3/_4{}^p$ war die ganze Erscheinung vorüber, und die Sonne schien wieder. G. Greim.

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 am Observatorium erster Ordnung zu Curityba (Staat Parana). · Brasilianische Staats-Telegraphenverwaltung (Repartição Geral dos Telegraphos).

Meteorologisches Observatorium zu Curityba, Staat Paraná, Brasilien.
Seehöhe 908 m, 25° 25′ 50 SBr., 49° 16′ W. v. Gr.
(Registrierapparat „Theorell" mit 96 täglichen Aufzeichnungen.)

	Luftdruck auf Null reduziert			Temperatur, Zentigrad im Schatten									Mittlere interdiurne Veränderlichkeit	
				96 Aufzeichnungen tägl.				Extrem-Thermometer						
		Mittl. tägl. unperiod.		Mittlere tägliche				Mittlere tägliche			Absolute			
	Mittel	Ampl.	Absol. Diff.	Mittel	Max.	Min.	Ampl.	Max.	Min.	Ampl.	Max.	Min.	Mittel	Absol. Max.
Januar . .	685.34	2.76	8.2	19.2	24.8	14.7	10.1	26.2	14.4	11.8	32.3	6.9	1.54	— 4.6
Februar .	85.48	2.86	11.1	19.8	24.5	16.8	7.7	25.8	16.5	9.3	29.9	10.3	1.20	+ 3.9
März . . .	86.68	2.52	10.0	17.8	22.8	14.0	8.8	23.8	13.8	10.0	28.2	10.2	0.85	+ 2.6
April . . .	87.34	2.98	12.3	16.8	21.7	13.1	8.6	22.7	12.9	9.8	27.1	6.4	1.26	— 4.6
Mai . . .	86.91	3.15	13.0	14.3	18.3	11.0	7.3	19.0	10.6	8.4	22.6	0.5	1.32	— 4.0
Juni . . .	89.34	3.16	12.0	12.3	18.7	6.4	12.3	19.1	6.0	13.1	23.6	— 6.4	2.01	— 8.3
Juli . . .	88.08	3.08	11.8	12.4	18.6	6.7	11.9	19.2	6.5	12.7	25.8	— 5.0	1.97	— 7.1
August . .	87.99	3.40	12.8	13.5	20.3	6.8	13.5	20.6	6.7	13.9	27.7	— 3.4	2.31	— 9.3
September	87.98	3.49	11.7	15.4	21.6	10.5	11.1	22.5	10.2	12.3	31.7	4.4	1.91	— 6.2
Oktober .	86.71	3.02	10.4	19.1	24.7	15.0	9.7	26.1	14.6	11.5	32.7	10.1	1.60	— 3.7
November .	85.02	3.14	10.0	17.8	23.5	13.7	9.8	24.9	13.4	11.5	31.8	8.3	1.49	— 5.0
Dezember .	85.23	3.13	11.7	19.6	24.9	16.3	8.6	26.6	15.8	10.8	34.4	12.9	1.48	— 5.8
Jahr . . .	686.84	3.06	15.7	16.5	22.0	12.1	9.9	23.0	11.8	11.2	34.4 (12./XII.)	— 6.4 (15./VI.)	1.58	— 9.3 (5./VIII.)

Der heißeste Tag im Jahre war der 12. Dezember mit 25.6° Mitteltemperatur, der kälteste mit nur 1.9° der 15. Juni (der 3. Juli hatte auch nur 2.8°).

	Solarthermometer mit geschwärzter Kugel im Vakuum		Ausstrahlungsthermometer 0.05 m über Rasen		Dampfdruck in mm		Relative Feuchtigkeit in Proz.		Bewölkung (7^a, 12^h u. 5^p)				Windgeschwindigkeit in m/s	
										Anzahl der Tage mit bewölkt				
	Mittl. tägl. Max.	Absol. Max.	Mittl. tägl. Min.	Absol. Min.	Mittel	Mittl. tägl. Ampl.	Mittel	Mittl. tägl. Ampl.	Mittel	≤ 0.2	≤ 0.5	≥ 0.8	Mittel	Max. (24 std. Mittel)
Januar . .	53.8	63.3	13.1	6.0	13.1	3.44	80	36.7	6.5	4	12	13	3.06	6.2
Februar .	55.1	62.1	15.5	8.3	14.8	2.81	87	25.8	9.1	0	0	25	3.03	4.9
März . . .	53.9	62.9	11.9	8.0	12.7	2.77	84	32.1	6.9	1	9	12	2.91	5.0
April . . .	48.3	57.8	10.9	3.4	12.2	3.06	86	31.2	7.5	1	6	16	2.42	5.3
Mai . . .	37.1	49.6	9.1	— 1.8	10.8	2.79	88	24.2	7.6	4	6	21	2.66	5.1
Juni . . .	41.3	48.7	4.0	— 7.3	8.8	3.70	81	39.0	4.5	9	20	5	1.57	4.9
Juli . . .	41.5	51.0	3.3	— 8.0	8.7	3.44	81	38.3	5.1	10	17	10	2.50	5.5
August . .	41.7	51.6	4.6	— 5.7	8.6	3.50	75	43.4	4.6	12	19	10	2.70	5.5
September	50.2	55.7	9.3	2.9	10.1	3.20	79	42.1	5.9	2	10	6	2.74	5.5
Oktober .	53.2	62.8	13.7	8.2	13.1	2.91	81	38.0	7.5	1	5	16	2.65	5.3
November .	55.2	60.6	12.5	5.7	11.9	2.99	79	40.2	6.5	3	6	10	3.39	6.9
Dezember .	55.7	63.5	15.1	11.5	14.2	2.95	84	31.2	7.7	1	6	18	2.83	7.2
Jahr . . .	48.9	63.5 (5./XII.)	10.2	— 8.0 (3./VII.)	11.6	3.13	82	35.2	6.6	48	116	162	2.71	7.2 (14./XII.)

	Sonnenscheindauer			Verdunstung im Schatten insgesamt in mm	Regenfall				Anzahl der Tage mit					
	in Stunden	in Proz.	Zahl der Tage ohne Sonnenschein		Menge in mm	Max. von 24 Std.	Regenstunden (Std.-Intervalle)	Wahre Regen-Std.	Regen ≥ 0.2 mm insgesamt	meßbarem Tau ≥ 0.1 mm	Gewitter	nur Donner (Ferngewitter)	Morgennebel	Frost (Reif)
Januar . .	187.9	45	5	73	170	39	117	107	16	8	4	5	6	0
Februar .	84.3	23	2	44	148	20	145	121	23	1	5	11	2	0
März . . .	150.5	40	3	51	60	27	69	62	15	9	1	3	10	0
April . . .	120.4	35	3	42	173	45	113	91	17	7	3	5	6	0
Mai . . .	88.5	26	11	31	373	72	158	137	18	2	9	1	5	3
Juni . . .	193.7	61	3	43	75	20	44	39	7	13	0	1	10	6
Juli . . .	177.2	53	5	52	168	57	83	70	10	9	1	2	6	5
August . .	201.3	58	6	69	88	21	81	70	10	7	2	0	4	8
September	173.0	48	0	68	29	9	37	30	9	2	2	2	6	0
Oktober .	139.8	35	5	67	89	33	58	47	14	0	5	4	2	0
November .	184.0	46	2	73	95	31	67	48	13	2	3	3	1	0
Dezember .	120.7	28	3	64	175	51	79	55	19	1	8	10	2	0
Jahr . . .	1821.3	41.2	48	677	1643	72 (16./V.)	1051	877	171	61	43	47	60	22

Von Niederschlag in fester Form (hier „Chuva de pedra" benannt) wurde nur ein Graupelfall von 1 bis 2 Minuten Dauer am 21. Dezember verzeichnet. Wie alljährlich trat

Digitized by Google

auch heuer zur Zeit des Abbrennens der Campos Höhenrauch (trockener Nebel) auf und zwar an je 10 Tagen im September und Oktober, 6 im November. Zuweilen ist dieser so dicht, daß die Sonne nur noch als rote Scheibe am Himmel erscheint.

Regenfall an den Regenstationen der Serra-Bahn im Jahre 1905. Curityba — Paranaguá.

	Roça Nova Seehöhe 955 m 25° 25′ SBr. 49° 2′ W. v. Gr.			Cadeado Seehöhe 600 m 25° 24′ SBr. 48° 55′ W. v. Gr.			Morretes Seehöhe 11 m 25° 28′ SBr. 48° 50′ W. v. Gr.			Alexandra Seehöhe 12 m 25° 33′ SBr. 48° 31′ W. v. Gr.			
	Regentage	Menge mm	Max. von 24 Std.	Regentage	Menge mm	Max. von 24 Std.	Regentage	Menge mm	Max. von 24 Std.	Regentage	Menge mm	Max. von 24 Std.	Regentage Curityba
Januar . .	11	176	51	22	325	58	11	250	45	11	179	40	12
Februar . .	13	108	20	21	299	54	8	183	75	14	300	67	17
März . . .	10	113	48	19	380	57	6	94	25	16	250	55	8
April . . .	14	149	30	18	259	53	11	225	39	14	161	38	14
Mai . . .	14	339	57	22	406	64	12	395	47	17	277	45	16
Juni . . .	5	53	20	7	93	36	7	90	22	3	16	9	5
Juli . . .	8	207	60	10	183	44	8	225	61	10	153	45	8
August . .	8	71	17	9	101	36	4	85	36	8	85	20	9
September	12	68	13	13	102	23	9	152	29	6	61	34	5
Oktober . .	12	160	45	18	196	29	5	97	24	12	233	49	9
November .	9	136	54	20	294	37	9	190	35	7	108	44	10
Dezember .	12	203	63	23	377	48	18	388	45	12	141	37	14
Jahr . . .	128	1783	63 16./XII.	202	3015	64 16./V.	108	2374	75 6./II.	130	1964	67 6./II.	127

Als Regentage sind solche mit $\geqq 0.5$ mm angegeben, doch darf man wohl, da nur ganze Millimeter verzeichnet, als untere Grenze $\geqq 1$ mm annehmen. Franz Siegel.

Charles Nordmann: Über einige Experimente zur Bestimmung der Ionisation der Atmosphäre, die in Algerien anläßlich der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 angestellt wurden[1]).

Im Auftrage des „Bureau des Longitudes" habe ich in Philippeville Beobachtungen über die Variationen der magnetischen Elemente, über das Potentialgefälle und die Ionisation der Luft angestellt. An dieser Stelle sollen nur im Auszuge einige Resultate über relative Bestimmungen der atmosphärischen Ionisation mitgeteilt werden.

I. Die Apparate waren auf der Spitze des Djebel Skikda, der bei Philippeville steil aus dem Meere ansteigt und über dasselbe 160 m emporragt, aufgestellt.

Diese Aufstellung schien durch die Überlegung geboten zu sein, nach welcher man an diesem Punkte während der Tagesstunden einen konstanten Seewind zu erwarten hat, und man daher aller Wahrscheinlichkeit nach vom direkten Einflusse der Bodenluftemanation frei bleibt. Außerdem war der zur Aufnahme der Ionen bestimmte Teil des Apparates auf eine Platte aus Hartblei gestellt, welche die Bestimmung hatte, die direkte radioaktive Strahlung des Bodens auf das untersuchte Luftquantum zu verhindern. Der zur Aufnahme der Ionen bestimmte Rezipient war aus einem Zylinder aus weitmaschigem Drahtnetz hergestellt, der außen mit einem dünnen widerstandsfähigen Papier so überzogen war, daß er die von außen kommenden durchdringenden Strahlen ohne bemerkenswerte Absorption in das Innere des Zylinders eindringen ließ. Der Zylinder hatte einen Inhalt von etwa 40 Liter. Er bildete die geladene äußere Belegung eines Kondensators, auf dessen innerer Belegung sich die Ionen festsetzten; diese letztere besteht aus einer Reihe von dünnen nahe aneinander liegenden Drähten, welche parallel zur Erzeugenden des Zylinders mit den Drähten des Drahtnetzes abwechselnd verbunden sind. Durch diese Versuchsanordnung sollte bei konstanter Ladung des äußeren Zylinders ein Feld erzeugt werden, welches alle Ionen ohne Rücksicht auf ihre Beweglichkeit auffängt, sowohl jene die bei großer Feuchtigkeit eine geringe Beweglichkeit haben, als auch die Langevinschen Ionen.

Effektiv erhält man auch so, unabhängig von den Werten der relativen Feuchtigkeit, bei einem konstanten Potential der äußeren Belegung von 400 Volts immer Sättigungsstrom.

Der Zylinder enthält kleine Öffnungen, durch die die Luft bei Wind (der auf dem Gipfel des Skikda immer herrscht) ungehindert zirkulieren kann. Damit für den Zeitraum, den alle, auch die langsamen Ionen brauchen, um die Distanz zwischen den Drähten der

[1]) Übersetzt aus Compt. rend. 14 (23), 945 (4. Dez. 1905).

Digitized by Google

äußeren und inneren Belegung zu passieren, das Volumen der erneuerten Luft zu vernachlässigen ist, mußten die Öffnungen entsprechend gewählt werden.

Der Gehalt der Luft an Ionen wurde kontinuierlich photographisch registriert und zwar mit einem „Curie-Elektrometer", und meinem Apparate mit Tropfelektrode, der mit kleinen Verbesserungen versehen war, deren Beschreibung der Raummangel hier mir verbietet.

II. Ich habe fast ausschließlich die positiven Ionen untersucht. Gleichzeitig wurden manchmal Vergleichsmessungen angestellt, welche gezeigt haben, daß der Gehalt an negativen Ionen am Beobachtungsorte in derselben Größenordnung ist.

Die photographische Registrierung hat während 3 Wochen regelmäßig funktioniert; im folgenden sollen in kurzem einige aus den Kurven gewonnene Resultate wiedergegeben werden.

1. Der Gehalt an positiven Ionen ist am Beobachtungsorte relativ hoch und in der Größenordnung von 102 Ionen per Cubikcentimeter.

2. Der sprunghafte Gang der Kurve zeigt, daß diese Zahl großen und raschen Änderungen unterworfen ist; das Bild derselben gleicht dem einer Registrierkurve des Potentials.

3. Aus den bei Nacht (Landwind) gewonnenen Kurven läßt sich keine Gesetzmäßigkeit erkennen; die Ionisationswerte sind starken Schwankungen unterworfen.

4. Die bei Tage (Seewind) gewonnenen Kurven weisen regelmäßige Abhängigkeit der Ionisierung von der Trübung und Durchsichtigkeit der Luft auf; trotzdem sind die Tageskurven viel weniger gestört als die Nachtkurven.

5. Bei schönem Wetter, also regelmäßigem Winde, Nebellosigkeit und klarer Luft (was in Philippeville im Sommer ziemlich häufig ist), zeigen die Kurven einen ziemlich deutlichen täglichen Gang, mit schwacher Amplitude, dessen Maximum auf den Frühnachmittag, und dessen Minima in die Zeit von Sonnenuntergang und Sonnenaufgang fallen.

Ich will bei dieser Gelegenheit in Erinnerung bringen, daß Ebert (bei in klimatologischer Beziehung viel unregelmäßigeren Verhältnissen) bereits beobachtet hat, daß die Ionisation der Luft mit der Durchsichtigkeit der Luft und der Intensität der Sonnenstrahlung wächst.

III. Die Sonnenfinsternis vom 30. August fand in der Zeit zwischen $12^h\ 40^p$ und $3^h\ 16^p$ (nach mittlerer Ortszeit von Philippeville) statt; die Totalität fällt in die Zeit zwischen $2^h\ 0^m$ p und $2^h\ 3^m\ 30^s$ p. Während des ganzen Tages bis ungefähr 5^h abends war vollkommen klares Wetter mit kontinuierlichem Seewind.

Die Kurve, die man an diesem Tage vom Ionographen erhält, zeigt am Vormittag und bis zum Eintreten der Sonnenfinsternis den gewöhnlichen Gang an schönen Tagen, das heißt eine regelmäßig ansteigende Linie. 45 Minuten nach dem ersten Kontakte beginnt sie eine progressive und auffällige Depression zu zeigen, deren sehr ausgesprochenes Minimum 40 Minuten nach der Totalität eintritt, worauf unmittelbar ein allmähliches Ansteigen folgt, derart, daß die Kurve nach ungefähr 20 Minuten nach dem „letzten Kontakt" ihr gewöhnliches Aussehen wieder erhält.

Die folgende Tabelle gibt den Gang der Ionisation während der Sonnenfinsternis:

Phasen der Finsternis:	1. Kontakt		Totalität				4. Kontakt		
Stunden (mittlere Ortszeit) . .	$0^h\ 0^m$	$0^h\ 40^m$	$1^h\ 15^m$	$1^h\ 30^m$	$2^h\ 0^m$	$2^h\ 30^m$	$2^h\ 45^m$	$3^h\ 16^m$	$3^h\ 30^m$
Ordinaten der Kurve (willkürlicher Maßstab)	63	65	66	61	46	41	38	50	54

Es scheint also, daß die Sonnenfinsternis in Philippeville einen sichtbaren Einfluß auf das Verhalten der positiven Ionen der Atmosphäre hatte, einen Einfluß, der mit der Hypothese von Lenard, Elster und Geitel übereinstimmen würde, daß die Sonnenstrahlung einer der direkten oder indirekten Faktoren der atmosphären Ionisation ist [1]).

Die Phasenverspätung im Gange der Ionisation gegen die Phasen der Sonnenfinsternis stimmt übrigens mit dieser Theorie gut überein.

Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 in Palma (Mallorca) von J. Elster, H. Geitel und F. Harms [2]). Im Auftrage des „Department Terrestrial Magnetism" der

[1]) Im übrigen siehe das unten folgende Referat.
[2]) Terr. Magn. a. Atm. El., Bd. XI, Nr. 1 (März 1906).

Digitized by Google

„Carnegie Institution of Washington" haben die Verfasser zur Zeit der Sonnenfinsternis auf der Baleareninsel Mallorca luftelektrische und photometrische Messungen angestellt.

Die Herren Elster und Geitel hatten bereits im X. Bande (Nr. 1) der zitierten Zeitschrift „Vorschläge für die Ausführung elektrischer Beobachtungen während der bevorstehenden Sonnenfinsternis" gemacht, die sie mit kleinen Abänderungen und Erweiterungen bei der Ausführung der Beobachtungen auch befolgt haben.

Beobachtet wurden:

1. Das Potentialgefälle mittels eines von den Herren Elster und Geitel angegebenen und von Günther und Tegetmayer in Braunschweig ausgeführten photographisch registrierenden Quadrantenelektrometers. Von der Verwendung des Benndorfschen Elektrometers wurde Abstand genommen, um bei der relativ kurzen Dauer des Phänomens eben eine kontinuierliche Registrierung zu erhalten. Die Elektrometernadel wurde durch einen gewöhnlichen „Waterdropper" mit konstantem Flüssigkeitsdruck aufgeladen, da der Linkesche Spritzkollektor Betriebsstörungen befürchten ließ.

2. Die Zerstreuung mit Hilfe des Elster-Geitelschen Zerstreuungsapparates.

3. Der Ionengehalt mit der neuen Type des Ebertschen Ionenzählers.

4. Die Beweglichkeit der Ionen mit dem Macheschen Vorschaltkondensator.

5. Die ultraviolette Strahlung mittels einer eigens konstruierten Rubidiumzelle im hohen Wasserstoffvakuum und Ventilation.

6. Der Gehalt der Atmosphäre an radioaktiver Emanation mit der Elster-Geitelschen Versuchsanordnung.

Als Beobachtungsort diente eine nach Süden exponierte Terrasse des Konsuls Schrader in Palma. Jene Apparate, die nicht im Freien aufgestellt werden mußten, wurden in Zimmern hinter der Terrasse untergebracht.

An dieser Stelle können leider nur die Resultate selbst angeführt werden, während in bezug auf Konstruktion der Apparate und der Fülle wertvoller Winke für die erfolgreiche Anstellung von luftelektrischen Messungen auf die Originalabhandlung verwiesen werden muß.

Der mittlere Gang des Potentials wurde an den der Finsternis vorangehenden Tagen bestimmt und ergab ein Minimum um 12^h mittags von etwa 41 Volt (willkürliches Maß) und ein Maximum von 72 Volt um 3^p.

Am 30. August, dem Tage der Finsternis, trat ein Maximum von 70 Volt um $12^p 45$ ein. Die Kurve sinkt dann ab und erreicht um $1^p 25$, also unmittelbar nach der Totalität, ein Minimum von 30 Volt. Ein zweites, etwas tieferes Minimum folgte um $2^p 30$, „das mit der Zunahme der Bewölkung zusammenfällt. Nach dem Ende der Finsternis ($2^p 40$) steigt die Kurve allmählich an und erreicht ein zweites Maximum zwischen 3 und 4^a. Die abendlichen Werte sind dann durchweg höher als zur Zeit der Finsternis.

Der Gang der Zerstreuung am 30. August ist durch folgende Tabelle gegeben. Des Vergleiches halber ist der mittlere Gang beigegeben.

		$8^h 30$	$9^h 30$	$10^h 30$	$11^h 30$	$12^h 30$	1^h	$1^h 45$	$2^h 30$	$3^h 30$	$4^h 30$	$5^h 30$
a_+	Mittel	1.0	1.2	1.3	1.3	1.3	—	1.5	1.5	1.6	1.4	1.3
	30. August	0.7	0.8	1.0	0.8	0.9	0.6*	1 0	0.9	0.7	0.7	0.8
a_-	Mittel	1.2	1.3	1.4	1.5	1.4	—	1.5	1.8	1.8	1.7	1.4
	30. August	0.8	0.9	0.8	0.9	1.0	1.2	0.9	0.9	0.7	0.8	0.9

Hierzu möge noch bemerkt werden, daß die relative Feuchtigkeit knapp vor der Totalität rapide von etwa 53 Proz. auf 67 Proz. steigt. Die Temperatur sank von 32.0^0 C um $12^p 6$ auf 24.6^0 C zur Zeit der Totalität. a_+ erreicht kurz vor der Totalität den tiefsten überhaupt in Palma gemessenen Wert von 0.6 Proz. Bei a_- zeigt sich keine so starke Änderung, doch liegen sämtliche Zahlen von $1^p 30$ bis $5^p 30$ etwas tiefer, als man nach dem Gange dieser Größe an normalen Tagen erwarten sollte.

Für die normalen Vortage ergaben sich folgende Mittel:

für n_+ (Zahl der positiven Ionen in Cubikcentimeter)	761
„ n_- („ „ negativen „ „ „)	721
„ u_+ (Beweglichkeit der +-Ionen in Centimeter für 1 Volt/1 cm)	0.83
„ u_- („ „ —- „ „ „ „ „)	0.90

Am Sonnenfinsternistage wurden aus technischen Rücksichten (Abkürzung der Beobachtungszeit) nur die Elemente der positiven Ionen beobachtet. Dabei ergab sich folgender Gang:

Digitized by Google

	$9^h\,40$	$10^h\,50$	12^h	$12^h\,52$	$1^h\,44$	$2^h\,30$	$3^h\,30$	$4^h\,30$	$5^h\,30$
Zahl der +-Ionen in ccm . .	585	747	947	944	735*	888	528	852	1018
	$10^h\,50$	12^h		$12^h\,52$	$1^h\,44$	$2^h\,30$		$3^h\,30$	$5^h\,30$
Beweglichkeit der +-Ionen .	0.34	0.67		0.78*	0.31	0.40		0.25*	1.04

Sowohl die Zahl der Ionen als die Beweglichkeit sinkt einige Zeit nach der Totalität auf ein Minimum herab. Diese Erscheinung wird mit der Belastung der positiven Ionen durch Wasserdampf (infolge des Verhaltens der relativen Feuchtigkeit und der Temperatur) erklärt. Die Beweglichkeit sinkt und der Ebertsche Apparat ist nicht mehr imstande, die langsamen Ionen aufzunehmen.

Die photometrischen Beobachtungen ergaben das interessante Resultat, daß der Sonnenrand weniger ultraviolette Strahlung aussendet als die Sonnenmitte, indem die Strahlungsintensität nicht dem freien Teile der Sonnenscheibe proportional war. Zur Zeit der Totalität war die ultraviolette Strahlung Null.

Am Schlusse der Abhandlung wird noch ein Resumé gegeben, in dem auf folgende Punkte das Hauptgewicht gelegt wird:

1. Als sicher festgestellt ist die Abnahme der Ionenbeweglichkeit im Mondschatten zu betrachten.

2. Durch diesen Umstand werden auch das Potentialgefälle, die Zerstreuung und die mit dem Ebertschen Apparate gemessenen Werte in mehr oder minder deutlicher Weise beeinflußt.

3. Beurteilen wir die im vorstehenden dargestellten Ergebnisse nach dem Sinne, den sie im Hinblick auf die Theorie der atmosphärischen Elektrizität haben, so dürfte ihre Eigentümlichkeit in der negativen Richtung zu suchen sein, indem sie solchen Vorstellungen keine Stütze geben, die dem Sonnenlichte einen unmittelbaren photoelektrischen Einfluß auf die Luft zuschreiben möchten.

Es möge noch bemerkt werden, daß die Verfasser immer wieder auf die Ungunst des Wetters an dem Tage der Finsternis aufmerksam machen. Gerade mit Beziehung auf diesen Umstand möge auf die ziemlich gute Übereinstimmung des Ganges der Ionisation hingewiesen werden, den Herr Nordmann (siehe vorstehendes Referat) in Algier bei wolkenlosem Wetter gefunden hat. V. C.

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das II. Quartal 1906.

	April	Mai	Juni		April	Mai	Juni
1	119	43	—	17	50	—	—
2	115	52	71	18	30	—	16
3	73	37	89	19	—	—	14
4	61	38	75	20	—	—	—
5	47	—	77	21	23	35	63
6	66	32	105	22	—	34	42
7	83	55	63	23	17	48	34
8	83	57	67	24	22	68	43
9	64	39	68	25	49	93	68
10	64	41	60	26	85	97	88
11	65	44	47	27	61	—	94
12	—	—	38	28	67	85	128
13	—	67	32	29	43	77	145
14	—	109	25	30	52	70	179
15	—	79	26	31	—	59	—
16	62	80	22	Mittel	60.9	60.0	65.9

Zürich, 30. Juni 1906 N. Wolfer.

Versicherung gegen Wirbelstürme und Vulkanausbrüche[1]. Herr Hesketh Bell hat sich, während er an der Spitze der Verwaltung von Dominica und den Leeward-Inseln stand, eingehend mit der Untersuchung der Häufigkeit der zerstörenden Wirbelstürme in den betreffenden Ländern beschäftigt. Zweck dieser Untersuchung war es, zu zeigen, daß die Inseln Westindiens lange nicht so oft von diesen Elementarereignissen heimgesucht werden, als man nach den oft übertriebenen Zeitungsberichten glauben sollte.

[1]) Nach Nature, Bd. 73, Nr. 1893 (8. Februar 1906), p. 348.

Digitized by Google

Die tropischen Wirbelstürme sind im südwestlichen Teile des Atlantischen Ozeans jährliche Erscheinungen, doch besteht nur dann eine wirkliche Gefahr, wenn das Zentrum direkt über die Insel hinweggeht oder dieselbe streift.

Herr Bell stellt fest, daß die Leeward-Gruppe der britischen Inseln in den Jahren 1800 bis 1875 nur siebenmal von Wirbelstürmen heimgesucht wurde.

Die übertriebenen Aufstellungen von Schadensziffern, sowie die allgemeinen Ansichten wurden ernstlich gegen landwirtschaftliche Unternehmungen auf der Insel ins Feld geführt.

Durch die Schwierigkeiten, die den Gutsbesitzern beim Aufnehmen von Kapital aus den obengenannten Gründen erwuchsen, bewogen, hat Herr Bell seine Untersuchungen einer führenden Londoner Versicherungsfirma mitgeteilt. Die Folge davon war die Aufstellung eines Versicherungsschemas gegen Wirbelstürme und Vulkanausbrüche in Westindien. Die Versicherungsquote beträgt 30 s per Cent.[1]) bei Gebäuden, Kulturen und allen möglichen Ernten, mit Ausnahme der Bananen. (Für diese ist die Quote noch nicht festgestellt.) Die Versicherung gegen Vulkanausbrüche beträgt weitere 10 s per Cent. Die Hütten und kleinen Liegenschaften der ganz armen Leute sind in diesem Schema nicht aufgenommen. Diese leichtgebauten Hütten werden natürlich beim ersten Anprall des Sturmes abgerissen, sind aber auch gleich wieder aufgebaut. Die Versicherungsmöglichkeit wird hoffentlich eine bedeutende Milderung der effektiv erlittenen Wirbelsturmschäden mit sich bringen und für die Inseln das Gute haben, daß das Vertrauen und Sicherheitsgefühl der Kapitalisten gestärkt wird.

Magnetische Deklinationen in Marokko[2]) von Kommandant A. H. Dyè. Die Berechnungen der astronomischen Längen- und Breitenbestimmungen, welche von der „Mission Maritime" von Marokko während des Jahres 1905 durchgeführt wurden, dürften erst in zwei bis drei Monaten beendet sein.

Jedoch sind die weniger komplizierten Berechnungen der Elemente des Erdmagnetismus bereits zu Ende gediehen. Durch Beamte und Ingenieure der Mission, und zwar die Herren Larras, Traub, Pobegrin wurden an der Küste von Marokko mit Hilfe eines großen magnetischen Theodoliten von Brünner die Beobachtungen nach den Angaben von Herrn Moureaux, des Direktors des magnetischen Observatoriums von Parc-Saint-Maur, ausgeführt.

Von den drei magnetischen Elementen: Deklination, Inklination und Horizontalkomponente, ist in erster Linie die Deklination für Geographen und Seeleute von besonderer Bedeutung. Sie allein ermöglicht die Korrekturen an den mit Hilfe der Bussole ausgeführten topographischen Karten und bestimmt die von der örtlichen Lage auf der Erde abhängige Korrektion der Schiffskompasse.

Folgende Tabelle gibt die Resultate der an den marokkanischen Küsten ausgeführten Beobachtungen der magnetischen Deklination:

Im Jahre 1905 festgestellte Werte:		Provisorische Werte des Jahres 1905 (noch mit kleinen Fehlern behaftet):	
Mazapan . . .	$D = 16°13'5$ N-W. (12./9.)	Mogador . . .	$D = 16°16'$ N-W. (25./7.)
Casablanca . .	$D = 15\ 51\ 5$ N-W. (25./9.)	Safi	$D = 16\ 33$ N-W. (11./8.)
Rablat	$D = 15\ 28\ 5$ N-W. (1./10.)		
Larache . . .	$D = 15\ 22\ 1$ N-W. (13./10.)		
Tanger	$D = 15\ 19\ 7$ N-W. (12./10.)		

Die jährliche Abnahme der Deklination beträgt im Mittel 4′ bis 6′ und wird durch das Studium der früheren Berechnungen und Aufzeichnungen mit immer größerer Präzision bestimmt werden können.

Beobachtungen über die Richtung des Wolkenzuges in Rom und jährliche Periode der Hydrometeore. Wir entnehmen dem VII. Bande (Roma 1905) der Publicazioni della Specola Vaticana die folgenden Ergebnisse der Beobachtungen des Wolkenzuges in dem Lustrum 1891—1896, welche Herr Ingenieur Alfredo Tonetti durchgeführt hat. In dem zitierten Bande werden diese Beobachtungsergebnisse und Beobachtungsmethoden sehr detailliert mitgeteilt (S. 149—170) nach den einzelnen Monaten, den einzelnen Richtungen usw. Hier folgt nur ein kurzer Auszug.

---

[1]) Wahrscheinlich pro 100 £.

[2]) La Géographie XIII, No. 2, p. 147. Paris, 15. Febr. 1906.

Digitized by Google

Resultanten der Richtung des Wolkenzuges 1891—1896.

	Ci, Ci S	Ci Cu, A S, A Cu	Cu N, S Cu, Cu	N	Wind
Winter	N 43° W	W 6° N	W 10° S	S 10° W	N 22° E
Frühling . . .	W 34 N	W	W 12 S	S 18 W	W 23 N
Sommer . . .	W 7 N	W 9 S	W 6 S	S 20 W	W 2 S
Herbst	W 18 N	W 3 S	W 31 S	S 16 W	N 26 W
Jahr	W 23 N	W 2 S	W 18 S	S 14 W	N 39 W

Wir machen noch aufmerksam auf die Tabellen über die Häufigkeit der verschiedenen Wolkenarten (nach Monaten) und jene der relativen Geschwindigkeit der verschiedenen Wolkenformen in den einzelnen Monaten.

Rom. Niederschlag und Gewitter. Lustrum. Mittel 1891—1897.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Tage mit meßbarem Niederschlag.												
12.6	10.0	10.2	9.8	9.4	5.6	2.4	3.8	3.8	11.6	12.8	12.8	104.8
Tage mit Niederschlag überhaupt.												
15.0	13.2	13.6	13.0	15.8	9.6	4.8	7.4	8.4	14.8	15.0	15.6	146.2
Tage mit Hagel.												
3.0	0.4	2.0	0.8	1.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	11.0
Tage mit Schnee[1]).												
3.4	0.6	0.8	0.2	—	—	—	—	—	—	0.2	0.8	6.0
Tage mit dichtem Nebel.												
1.4	2.2	1.4	1.0	0.6	1.2	1.8	0.2	2.6	1.2	0.6	1.6	15.8
Tage mit Gewitter.												
2.0	0.4	2.2	3.0	5.2	5.0	3.4	3.0	4.6	4.0	4.2	1.8	38.8
Tage mit Blitzen allein.												
2.6	0.8	1.8	3.2	4.2	4.4	4.6	5.4	3.0	3.0	4.0	3.4	40.4

J. H.

Ergebnisse achtjähriger meteorologischer Beobachtungen zu Bulawayo, Rhodesia. Wir verdanken Rev. E. Goetz, S. J., eine Publikation unter dem Titel: Meteorol. Observations at Bulawayo (S. A. Proc. of the Rhodesia Scient. Assoc., Vol. V, P. II, 1905). Wir teilen aus derselben im Auszuge das Nachfolgende mit. Die meteorologischen Daten sind hier in metrisches Maß übertragen worden. Die Beobachtungen zu Bulawayo an der St. Georgsschule begannen im Jahre 1897 unter Rev. Barthelemy und Nicot, S. J. 1903 wurde die Station in einen Vorort übertragen, die Entfernung beträgt aber nur etwa 800 m und die Seehöhe blieb die gleiche. Die Beobachtungen wurden um 9^h morgens, Rhodesiazeit, angestellt, welche nur um $5^1/_2$ Minuten von der Lokalzeit abweicht.

P. Nicot bemerkt in einer Mitteilung an die Assoziation 1901, daß hoher Barometerstand meist von starkem Wind begleitet ist. In der Tat, sagt R. Goetz, ergeben die Registrierungen am Observatorium, daß es praktisch keine Ausnahme von dieser Regel gibt, und fügt bei, daß der starke Wind stets vom östlichen Quadranten kommt zwischen E und SE, letzterer Wind ist der stärkste. Die Windstärke überschreitet aber selten 3 bis 4 Beaufort. Ein niedriger Barometerstand entspricht stets einer Drehung des Windes nach N, meist am Tage zwischen 8^a und 2^p. In den meisten Fällen dreht sich der Wind direkt durch den Kompaß durch N, W, S und zurück nach E um Sonnenaufgang.

Die Temperaturbeobachtungen sind angestellt in einem Stevenson-Screen, 4 Fuß über dem Boden. Im Jahre 1905 trat die höchste Temperatur ein, vom 3. Oktober bis 13. November jeden Tag, bloß einen ausgenommen, über 90° F (= 32.2° C), und in der Woche, in der das Maximum von 105° F (= 40.6° C) eintrat, war das mittlere Maximum 98° F (= 36.7° C.). Dies war bisher die längste und ärgste Hitzeperiode. — Das Thermometer am Boden zeigte öfters 0° und darunter, das Mittel für Juli 1905 war 0.2°, und zu Beginn des Juni zeigte das Thermometer in 4′ über dem Boden zweimal — 1.1° und das Bodenthermometer — 7.8 und — 6.7°. In den Tälern tritt öfters Frosttemperatur ein, und dort liegt gerade das meistkultivierte Land.

Die Regenzeit beginnt im Mittel von 8 Jahren am 22. Oktober (Grenzen am 4. Oktober und 4. November) und endet am 25. März (Grenzen am 7. März und 28. April), dauert also 5 Monate und 5 Tage (Grenzen 6 Monate 11 Tage, 4 Monate 13 Tage). Es fallen da

[1]) Meßbar bloß 1.4 Januar und 0.2 März, Jahr 1.6.

Digitized by Google

538 mm an 62.0 Tagen. Die trockene Zeit umfaßt 6 Monate 24 Tage mit 28 mm an 10.2 Tagen im Mittel.

Der größte Teil der Regenmenge fällt bei Gewittern. Die meisten derselben traten ein bei niedrigem Barometerstand mit einer Drehung des Windes um den Kompaß gegen den Zeiger der Uhr im Laufe des Tages. Der Regenfall ist sehr stark bei Gewitterschauern, Regenmengen von 12 mm und darüber sind häufig. Der intensivste Regen seit Oktober 1904 betrug 34.8 mm in 25 Minuten.

Andauernde Regen sind nicht häufig. Die längste Regenzeit hatte der Januar 1904, wo an 19 sich folgenden Tagen etwas Regen fiel [1]). Es kommen auch Dürreperioden vor, wo die Regenfälle ausbleiben oder zu spät beginnen, so daß Hungersnot eintritt, wie 1884 im Totidistrikt (Matabeleland).

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Bulawayo in den Jahren 1897 bis 1903. 20° 9′ S. Br., 28° 40′ E. v. Gr., 1360 m.

	Luftdruck				Temperatur						Temperatur		Temp. d. Tau-punktes
	Mittel	Mittl. Max.	absol. Min.	Schwkg.	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel	Mittl. Max.	absol. Min.	Diffs.	9a trocken	9a feucht	9a
Januar .	651.9	653.9	648.9	5.0	28.6	16.6	22.6	33.8	12.9	20.9	21.8	18.0	16.2
Februar.	52.5	54.3	49.6	4.7	27.1	15.6	21.3	31.9	11.4	20.5	21.2	17.3	15.3
März . .	52.6	55.5	49.5	6.0	27.2	15.6	21.4	31.8	11.9	19.9	21.3	17.2	15.1
April . .	54.2	56.5	51.8	4.7	26.5	13.3	19.9	31.5	9.4	22.1	20.1	15.4	12.8
Mai . .	55.5	57.5	52.7	4.8	23.6	9.9	16.7	29.5	5.8	23.7	17.3	11.6	7.4
Juni . .	56.5	59.7	53.2	6.5	20.9	7.3	14.1	26.1	3.8	22.3	14.3	9.6	5.7
Juli . .	56.4	60.6	52.6	8.0	22.1	7.1	14.6	26.9	3.5	23.4	15.3	9.7	4.9
August .	55.6	58.4	52.7	5.7	24.6	9.0	16.8	31.0	4.7	26.3	17.1	10.8	5.1
Septbr. .	54.7	57.0	52.0	5.0	27.8	12.1	19.9	33.9	6.9	27.0	20.4	12.8	8.4
Oktober.	53.2	56.8	49.6	7.2	30.9	15.4	23.1	36.0	9.6	26.4	23.5	15.7	10.8
Novbr. .	52.4	55.0	49.9	5.1	29.7	16.3	23.0	35.7	13.1	22.6	23.1	17.5	14.7
Dezbr. .	52.0	54.4	49.9	4.5	27.6	16.1	21.8	32.5	12.1	20.4	22.0	17.5	15.4
Jahr . .	654.0	661.6	648.0	13.6	26.4	12.9	19.6	36.9	2.4	34.3	19.8	14.4	11.0

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Relative Feuchtigkeit, 9a	72	69	65	63	52	57	51	47	44	44	57	66	57
Bewölkung 9a . .	6.2	5.7	3.4	3.0	2.3	2.8	1.3	1.2	0.7	1.9	5.6	5.2	3.3
Niederschlags- { Menge .	134	57	64	19	6	2	0	2	4	20	121	135	564
Niederschlags- { Tage . .	15.1	8.8	10.6	4.5	1.9	1.6	0.0	0.6	0.9	5.0	13.0	12.1	74.1

Absolute Extreme des Luftdruckes 664.7 und 646,0, Differ. 18.7 mm; Temperatur 40.6° C und 0.4° C, Differ. 40.2° C. Der Regenfall schwankte zwischen 745 mm im Jahre 1901 und 447 im Jahre 1899. Größte Regenmenge pro Tag 70 mm.

Regenfall zu Hope Fountain-Matabeleland, 10 miles (16 km) südl. von Bulawayo. 1888 bis 1904 (16 Jahre).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Millimeter	216	133	87	31	4	2	1	2	4	23	104	122	729

J. H.

Notizen zur Meteorologie Indiens. Vor längerer Zeit schon erhielten wir den Abdruck eines Artikels zugesendet, welcher den Titel führt: Atmospheric Phenomena of the post Half a Century, von Hr. K. Chakravarti [2]), welcher eine Reihe meteorologischer Notizen aus der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts enthält, Berichte über Cyklonen aus den vierziger Jahren, Staubstürme, heiße Winde, Erdbeben, Wasserhosen (detaillierte Beschreibungen), sowie auch einige ältere Regenmessungen usw. Wir haben bisher nicht Zeit gefunden, diesen Artikel anzuzeigen, was jetzt in wenigen Zeilen nachgeholt werden mag. Zuerst mögen die Jahressummen des Regenfalles zu Calcutta, 1829 bis 1847, hier angeführt werden, auf Millimeter reduziert.

	1829	1830	1831	1832	1833	1834	1835	1836	1837	1838
Niederschlagsmenge . .	1522	1607	1445	1288	1538	1746	2172	1160	1108	1346
Niederschlagstage . . .	98	76	77	70	74	83	82	58	81	89

	1839	1840	1841	1842	1843	1844	1845	1846	1847	Mittel
Niederschlagsmenge . .	1650	1509	1530	1933	1634	1876	1547	1941	1863	1601
Niederschlagstage . . .	98	83	99	101	116	100	106	112	100	87.0

[1]) Die größte Regenmenge hatte der Dezember 1901 mit 246 mm.
[2]) The Indian Lancet, June 16, 1902, p. 827—833.

Digitized by Google

Für jedes Jahr sind auch die bemerkenswertesten Witterungsdaten angeführt, Barometerminima, Gewitter, Hagel, z. B. **1829**, 26. April, heftiges Gewitter mit großen Hagelsteinen um 6^p, vier Personen vom Blitz erschlagen. **1833**, 31. Mai, heftiger Sturm, die Sunderbunds (Niederung vor der Gangesmündung) überschwemmt. **1835**, 11. Mai: Außerordentlicher Regenfall, 305 mm in drei Stunden, von Mitternacht bis 3^a. **1842**, 3. Juni: Ein verheerender Sturm und Cyklone zu Calcutta, einige Menschen zugrunde gegangen, nie dagewesener Schaden an Schiffen, kein Blitz und Donner dabei.

Am 25. Mai 1847 wurde im Purneadistrikt ein besonders heftiger heißer Wind verspürt, welcher die Indigopflanzungen zerstörte. Ein Berichterstatter von der Delowry Factory sagt: Am 25. kam um 5^h abends ein heißer Westwind, dem Simun der Wüste ähnlich. Er dauerte bloß 4 oder 5 Minuten, richtete aber in dieser kurzen Zeit unendlichen Schaden an. Die Blätter der Indigopflanzen wurden wie über Feuer geröstet und verbrannt. Überdies wurden Gebäude und Vorrichtungen zerstört, in zwei Faktoreien blieb nicht ein Haus stehen. Die Hitze war so intensiv, daß überall aus allen Häusern die Leute ins Freie liefen, um zu sehen, wo das Feuer sei. Das Ansehen des Himmels war rot und finster während der Zeit als der heiße Wind herrschte. Dieser blieb nicht auf einen schmalen Streifen beschränkt, sondern erstreckte sich von Norden nach Süden, d. i. vom Ganges ins Land hinein bis auf mindestens 15 miles (24 km). Er entwurzelte Bäume und brach starke Pfosten. Es scheint kein Wirbelwind gewesen zu sein, sondern ein geradliniger Windstoß. Einige Tropfen Regen fielen, bevor sich die Hitze fühlbar machte, aber Donner und Blitz gab es nicht.

Meteorologische Beobachtungen zu Good Hope im arktischen Nordamerika 1900—1903. Wir entnehmen den Reports des Meteorol. Service of Canada die folgenden Beobachtungsergebnisse. Die Beobachtungszeiten sind 7^h, 2^h, 9^h, die Mittel werden nach der Formel $(7 + 2 + 9 + 9) : 4$ berechnet.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Good Hope (Mackenzie River) in den Jahren 1900—1903. 66° 20′ NBr., 128° 25′ WL.

	1900					1901				
	Temperatur			Niederschlags-		Temperatur			Niederschlags-	
	Mittel	Max.	Min.	Menge	Tage	Mittel	Max.	Min.	Menge	Tage
Januar	— 37.6	— 11.7	— 52.2	18	3	— 35.7	— 10.0	— 57.8	21	4
Februar	— 32.3	— 14.4	— 43.3	9	2	— 32.0	— 6.1	— 55.0	12	4
März	— 22.0	— 4.4	— 43.9	6	2	— 26.1	— 11.1	— 40.0	15	5
April	— 6.9	8.9	— 28.9	10	3	— 13.2	8.9	— 35.0	8	3
Mai	2.9	13.3	— 10.0	28	7	— 1.1	12.2	— 23.9	36	7
Juni	13.7	26.7	— 1.7	102	6	15.4	27.8	— 2.2	0	0
Juli	15.3	28.3	3.9	83	4	17.4	27.2	3.3	—	3
August	9.6	23.9	— 5.0	49	13	12.6	23.9	0.0	—	5
September	3.3	15.6	— 11.1	23	8	5.0	17.8	— 5.6	—	9
Oktober	— 10.9	1.1	— 30.0	22	6	— 6.1	8.3	— 23.3	56	11
November	— 26.6	— 6.1	— 43.9	45	7	— 29.9	— 10.6	— 42.8	5	3
Dezember	— 31.3	— 21.1	— 45.6	21	4	— 30.8	— 10.0	— 51.1	13	5
Jahr	— 10.2	28.3	— 52.2	416	65	— 10.4	27.8	— 57.8	—	59
	1902					1903				
Januar	— 36.2	— 15.0	— 50.6	17	6	— 36.7	— 18.9	— 52.8	17	3
Februar	— 25.8	— 7.2	— 46.7	2	3	— 28.4	0.0	— 55.0	8	3
März	— 31.6	— 5.0	— 50.6	1	1	— 18.8	4.4	— 40.0	10	4
April	— 5.7	5.0	— 30.0	11	3	— 10.3	12.8	— 35.0	23	4
Mai	3.3	20.0	— 9.4	15	4	0.6	18.9	— 17.8	8	2
Juni	13.0	22.2	— 4.4	—	7	14.3	27.8	1.7	—	4
Juli	18.6	25.6	8.9	—	7	16.8	26.7	2.8	—	9
August	12.4	22.2	0.0	—	6	15.9	25.6	0.0	—	2
September	3.6	16.1	— 6.1	—	3	5.6	15.0	— 2.8	—	5
Oktober	— 3.8	15.0	— 20.0	27	8	— 4.5	9.4	— 16.1	38	6
November	— 28.4	— 7.2	— 50.6	19	6	— 20.6	— 11.1	— 32.2	1	1
Dezember	— 35.7	— 15.0	— 52.8	17	5	— 24.6	— 4.4	— 41.1	1	2
Jahr	— 9.7	25.6	— 52.8	—	59	— 7.6	27.8	— 55.0	—	45

Da die Temperaturen am Abend um 9^h in den ersten Jahren offenbar zu hoch sind (9^h — 2^h im Mai: — 3.1, — 3.1, dann — 8.3, — 7.7 F, im Juni: — 2.2, — 0.7, dann — 6.3, — 8.8 F), so sind die zweijährigen Differenzen 9^h — 2^h an das vierjährige Mittel 2^h an-

Digitized by Google

gebracht und derart folgende Mittel für die drei Termine und Tagesmittel gebildet worden.

Good Hope (Seehöhe gering). Mittel 1900—1903.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
7^h	— 37.3	— 32.3	— 29.2	— 11.7	— 2.6	9.3	12.8	9.6	1.8	— 8.2	— 27.6	— 31.1	— 12.2
2^h	— 35.6	— 26.4	— 20.5	— 5.7	4.8	17.3	19.9	15.6	7.1	— 4.3	— 25.2	— 29.7	— 6.9
9^h	— 36.7	— 29.9	— 24.4	— 9.4	0.3	13.1	16.1	11.7	3.4	— 6.4	— 26.4	— 30.7	— 9.9
Mittel	— 36.5	— 29.5	— 24.7	— 8.9	0.8	13.2	16.3	12.3	4.1	— 6.3	— 26.4	— 30.5	— 9.7

Good Hope liegt schon nahe der Mündung des Mackenzie River, also in geringer Seehöhe, gerade noch innerhalb der Polargrenze der Kartoffel. J. H.

Feuerkugeln. Bericht über sonderbare elektrische Erscheinungen während des äußerst heftigen Wintergewitters von Sonnabend, den 6. Januar 1906, gegen $5^1/_2$ Uhr, das (über den Jura) über Neuchâtel—St. Blaise zog (übersetzt):

Häufige Blitze und sehr heftige Windstöße machten sich bemerkbar. Mitten im Gewitter fiel ein Sturzregen, mit Hagel vermischt. Das Pfarrhaus, sowie einige Nachbarwohnungen, sind durch einen Garten mit hohen Gesträuchen und jungen Bäumen getrennt. Ich stand gerade am Gartenfenster nach Norden, als ich in 5 bis 6 m Entfernung zwei Feuerkugeln (von der Größe kleiner Marktballons) langsam über die Sträucher (etwa 6 bis 7 m hoch) kommen sah. Beide Feuerkugeln folgten sich in 1 m Abstand und zeigten rückwärts einen leuchtenden Zunder. Der Regen fiel gerade in Strömen. Erstaunt, wollte ich meine Angehörigen herbeiholen, allein einige Sekunden später fand ich die Erscheinung verschwunden. Zur gleichen Zeit eilte meine Tochter die Ortsstraße herunter nach Hause. Sie sah auch beide Feuerkugeln, wie sie über die Straße (an dieser Stelle befindet sich eine elektrische Leitung!) in erwähnten Garten setzten. Erschreckt sprang sie unter ein Haustor, inzwischen waren die Kugeln im Garten verschwunden. H. Jeanrenaud, p.

Madame de Meuron, als Nachbarin, sah — ebenfalls ohne besonderen Donnerschlag — diese Kugeln längs der Leitung daherkommen, am Hause abprallen und über die Gartensträucher abwärts wandern und verschwinden. Augenzeugen auf der Höhe, in etwa 1 km Entfernung, machten folgende Beobachtung:

Als das Gewitter über St. Blaise sich entlud, sahen wir große, elektrische, blaue Funken (über dem Orte) aufleuchten und bald darauf wieder verschwinden. Gleichzeitig fiel uns das plötzliche Erlöschen und nach einigen Augenblicken das Wiederaufleuchten der elektrischen Beleuchtung in St. Blaise auf.

D. Burnand, Sohn des Kunstmalers.

Aus letzterem Bericht scheint zu folgen, daß die ganze Erscheinung nicht etwa ein aus den Gewitterwolken kommender Kugelblitz war, sondern ein durch Gewitterelektrizität an den zahlreichen elektrischen Leitungen erzeugter momentaner Kurzschluß. Heftige Sturmstöße können auch die Leitungsdrähte in gegenseitige Berührung oder in Annäherung bringen.

Rätselhaft bleibt aber immerhin die Bildung von Feuerkugeln.

St. Blaise bei Neuchâtel. A. von Bolzheim.

NB. Ganz in der Nähe des Erscheinungsortes (etwa 50 m) befinden sich drei Wasserstürze (Mühlen) in unmittelbarer Aufeinanderfolge. Ich denke dabei an die neuerdings nachgewiesene positiv geladene Luftelektrizität in der Umgebung von Wasserfällen. Diese ist aber jedenfalls zu unbedeutend, um mit obigem Phänomen irgend welchen Zusammenhang zu bilden.

Rauschen in den Wolken. Heute, während der Mittagsstunden, habe ich beim Vorbeizuge eines kleinen Gewitters durch nahezu eine volle halbe Stunde ein beständiges, sehr starkes Rauschen in der Wolke beobachtet, wie man solches häufig hört und mit Hagelfall zu erklären pflegt. Diesmal konnte ich konstatieren, daß der Wolke kein Hagel entstammt ist, denn ein minimaler Regenschleier, der unter der Wolke sichtbar war, war derart zart, daß etliche dahinter befindliche kleinere Cumuluswolken unausgesetzt in allen Details ihrer Zeichnung und Schattierung sichtbar waren. Außerdem hat dieser minimale Regen kaum eine Viertelstunde gedauert, dann war es unterhalb der rauschenden Wolke vollkommen klar blau. Das Rauschen konnte daher ausschließlich nur von sehr starkem Winde

Digitized by Google

im Bereiche der Wolke herstammen. Die Gewitterwolke war von mir etwa 3 bis 4 km entfernt.

Dies bestätigt meine Auffassung der Hagelbildung aus überkalteten Regentropfen, wobei ich das Erstarren derselben zu Eis beim Aufschlagen auf eine durch starken Wind unterhalb der regnenden Wolke rasch bewegte Luftschicht zurückführe. Das heutige starke Rauschen ohne Hagel beweist, daß in der Wolkenregion sehr starke horizontale Sturmluftströme vorkommen können. Es ist bei dieser Annahme erklärlich, daß jeder Hagelfall von solchem Rauschen begleitet ist, nicht aber jedes Rauschen von Hagelfall.

Friesenhof.

Über den Ursprung der atmosphärischen Elektrizität von C. T. R. Wilson[1]). So weit auch unsere Experimente gehen, geben sie doch keine rechte Aufklärung über jene Theorien, welche die positive Elektrisierung der Luft dem Kontakt derselben mit der Erdoberfläche zuschreiben; sei es, daß man die Reibung ins Auge faßt, oder die stärkere Adsorption der negativen Ionen infolge ihrer größeren Beweglichkeit.

In einem Artikel der Nature (Juni 1903) wurde die „Niederschlagstheorie" des elektrischen Feldes verworfen und zwar aus dem Grunde, daß die positiv geladene Luft unmöglich aus dem Niederschlagsgebiet über irgendwelche Distanzen wegtransportiert werden kann, ohne ihre Ladung zu verlieren. Damals wurde eine weitere Theorie über den Ursprung des elektrischen Feldes aufgestellt. Die negative Erdladung sollte durch kosmische, außerordentlich durchdringende Strahlen (in der Art der Kathodenstrahlen), die negativ geladene Körperchen führen, hergestellt werden.

Diese Hypothese ist nun durch neuere Versuche von Campbell und Wood unwahrscheinlich gemacht.

Andererseits scheint doch die Schwierigkeit der Transporterklärung bei der Niederschlagstheorie nicht so unüberwindbar zu sein, wenn man bedenkt, daß der Transport der Luftmassen aus dem Niederschlagsgebiet in das Schönwettergebiet in den oberen Schichten der Atmosphäre erfolgen kann.

Merkwürdige Blitzformen[2]). Am Abend des 26. März stand um etwa 6^{p} 30, knapp vor dem Einbruch der Dämmerung, eine mächtige Gewitterwolke nördlich von Johannesburg, etwa 8 engl. Meilen von der Stadt entfernt, am Horizonte. Der obere Teil der Wolke hob sich ungemein scharf vom klaren, dunkelblauen Himmel ab. Von dem sog. „falschen Cirrus" war nichts zu sehen. Aus dem oberen Teile der Wolke sprangen sechs Blitze gegen den klaren Himmel. Der längste Blitz betrug ungefähr 10 Bogengrade. Einer kehrte zur Wolke zurück, während die anderen im blauen Himmel endeten. Vor Einbruch der Dunkelheit hörte das Phänomen auf. Alle Blitze waren gegen jenen Teil des Himmels gerichtet, aus dem die Wolke herkam.

Literaturbericht.

Pernter, J. M.: Meteorologische Optik. Mit zahlreichen Textfiguren. Wien und Leipzig, Wilh. Braumüller 1906. 8^{0}. III. Abschnitt, S. 213 bis 558.

Schon bei der Besprechung der beiden ersten Abschnitte dieses bedeutenden Werkes in der Februar-Nummer dieser Zeitschrift 1903 konnte darauf hingewiesen werden, wie grundlegend dasselbe für das darin behandelte Gebiet sein würde und wie die bis dahin stiefmütterlich behandelte meteorologische Optik nun eigentlich erst ihre Legitimation als ein selbständiger und bedeutungsvoller Zweig der Meteorologie zu bekommen scheine. Diese Erwartungen

[1]) Aus Nature vom 24. Mai 1906, **74**, 94. Referat über die „Philosophical society" vom 30. April 1906.

[2]) Nature vom 3. Mai 1906, **74**, (1905), 8. Bericht des Direktors des Observatoriums.

Digitized by Google

werden durch den nunmehr erschienenen III. Abschnitt in vollstem Maße gerechtfertigt. Der Herr Verf. überrascht uns nicht minder durch die Fülle des bisher in der Literatur zerstreuten und mit erstaunlicher Sorgfalt durchforschten Materiales, als er uns durch die vorzüglich klare und übersichtliche wissenschaftliche Verarbeitung und Darstellung desselben erfreut. Nachdem in den beiden 1902 erschienenen Abschnitten die scheinbare Gestalt des Himmelsgewölbes und die optischen Vorgänge der klaren, nur thermisch getrübten Atmosphäre behandelt sind, ist der jetzige Abschnitt denjenigen Erscheinungen gewidmet, welche den trübenden, nicht stets vorhandenen Körperchen, insbesondere also den Eiskristallen und Wassertropfen zu verdanken sind. Die starke Verworrenheit in der Terminologie der hier in Betracht kommenden Namen der Höfe, Ringe, Halos, Kränze, Nebensonnen wird in glücklicher Weise beseitigt. In Anlehnung an internationalen Gebrauch wird für die ganze Gruppe der nur auf Reflexion oder Brechung beruhenden Erscheinungen die Bezeichnung „Halo“ (mascul., plur. die Halos) gebraucht. Hierher gehören die großen Ringe oder Höfe und die Nebensonnen. Die zweite Gruppe der nur auf Beugung beruhenden Erscheinungen erhält die Bezeichnung „Kranz“ (Coronae). Hierher gehören die kleinen Höfe, Brockengespenst, irisierende Wolken, Heiligenschein. In die dritte Gruppe fällt dann der zwar unter Mitwirkung von Reflexion und Brechung, aber im wesentlichen doch durch Beugung zustande kommende Regenbogen. Die beiden Worte Ring und Hof werden hierdurch frei. Sie würden, falls eine Verdeutschung von Halo gewünscht werden sollte, derart zu verwenden sein, daß die Halos durch Ring und die ganze Gruppe von Halos, Kränzen und Regenbogen durch „Hof“ bezeichnet würden.

Das erste Kapitel ist den Halos gewidmet und gibt zunächst eine Beschreibung der Erscheinungen. Die drei klassischen Beispiele ungewöhnlich schöner Halos, nämlich das von P. Scheiner 1630 beobachtete sog. „römische Phänomen“, das von Hevelius 1661 in Danzig und das von Lowitz 1794 in Petersburg beobachtete bilden mit ihren komplizierten Ringsystemen einen vorzüglichen Rahmen, in den die meisten späteren und einfacheren Beobachtungen leicht eingereiht werden können. Am häufigsten unter diesen Ringsystemen kommt der Halo von 22° oder der kleine Ring vor. Die auf den inneren Rand desselben bezogenen Messungen des Halbmessers schwanken bei Humboldt, Brandes, Kämtz, Galle, Ekama, Omond nur um weniger als einen halben Grad, und die zuverlässigsten dieser Messungen ergaben 21° 52.2′ in erstaunlich guter Übereinstimmung mit dem theoretisch geforderten Werte von 21° 50.2′. Für den diesem Halo umschriebenen, ihn oben und unten berührenden elliptischen Ring haben die Beobachtungen von Breguet, Bravais, Coulier und Galle gut übereinstimmende Werte ergeben, denen sich auch die Berichte v. Kalmars (Meteorol. Zeitschr. 1896) und Schults gut anschließen. Weit seltener erscheint schon der große Halo von 46°, über den aber auch so viel Material beigebracht wird, daß ein Mittelwert von 45° 46′ gerechnet werden kann. Der ganz große konzentrische Ring von 90° war bis 1846 nach Bravais nur viermal beschrieben. Zwei neuere Beobachtungen von Sieberg (1900) und Odenbach (1901) werden hinzugefügt. Es folgen die weiteren Beobachtungen des durch die Sonne gehenden Horizontalkreises, der exzentrischen äußeren Berührungskreise und der an den Berührungs- und Schnittpunkten entstehenden Nebensonnen, die Gegensonne mit den Nebengegensonnen und den dort entstehenden schiefen Bogen. Auch für die höchst merkwürdigen Lichtsäulen und Kreuzbildungen wird sicheres Beobachtungsmaterial beigebracht. Ist schon die durch diese Elemente ermöglichte Mannigfaltigkeit der Erscheinungen eine große, so wird sie durch Aufzählung der vielfach beobachteten Anomalien eine fast verwirrende. Nichtsdestoweniger versteht es der Herr Verfasser, uns sicher durch diesen Irrgarten zu führen, und er schließt diese Berichte ab mit einer Zusammenfassung der von Burney, Galle, Fritsch, Rubenson, Hellmann, Sassenfeld und Ekama gemachten statistischen Zusammenstellungen über die Häufigkeit des Vorkommens der Halos. Zur Kennzeichnung dieser Häufigkeit mag hier wenigstens eine Zahl mitgeteilt sein, nämlich 170, welche als Jahresdurchschnitt für das Vorkommen des Halo von 22° im holländischen Beobachtungsnetz herausgekommen ist.

Die Theorie der Halos geht geschichtlich auf Descartes, Huyghens und Mariotte zurück. Erst zur Zeit Galles und Bravais wird als ausschließliche Vorbedingung das

Digitized by Google

Vorhandensein von Eiskristallen erkannt. Dementsprechend widmet der Herr Verfasser auch dem Studium der Eiskristalle einen umfangreichen Abschnitt, welchem die schönen Arbeiten von Nordenskjöld, Hellmann, Bentley, Dobrowolski und die auf Veranlassung Pernters von Szlavik 1903 bis 1904 auf dem Sonnblick gemachten Mikrophotographien zugrunde gelegt und durch Lichtdruck veranschaulicht werden. Es zeigt sich, daß für die Theorie weniger die unzählig mannigfaltigen Konglomerate der Schneeflocken, als vielmehr die elementaren Kristalle des hexagonalen Systems in Betracht kommen. Aber auch die Beschränkung auf diese führt durch die verschiedene Entwickelung der Längsachse und die Mannigfaltigkeit der Winkel zwischen den Prismen und Pyramidenflächen zu zahlreichen Varietäten. Systematisch werden diejenigen Kombinationen von Flächen ermittelt, welche für die Brechung in Betracht kommen. Als Mittelwert des Brechungsexponenten der intensivsten Sonnenstrahlen kommt $n = 1.31$ heraus. Die geringe Doppelbrechung bleibt ohne Einfluß. Nachdem nach dem Brechungsgesetze eine für schief gegen die Prismenkante einfallende Strahlen erweiterte Fassung gegeben ist, gelingt es zunächst, den mit der Sonnenhöhe variabeln Abstand der Nebensonnen unter der Annahme zu errechnen, daß Eisnadeln in überwiegender Anzahl mit vertikaler Achse vorhanden sind. Für beliebig orientierte Nadeln entsteht durch die mit der Minimalablenkung im Prisma von 60° zusammenfallende maximale Intensität der Ring des Halo von 22°. Die schiefen Lowitzschen Bögen, welche bei Sonnenhöhen von etwa 30° vorkommen und sich zwischen den nunmehr nach außen gerückten Nebensonnen und dem Halo ausspannen, finden eine überraschende Erklärung durch Pendelung vertikaler Eisnadeln im Vertikalkreise der Sonne und erweisen sich nur als ein Spezialfall der seitlichen Berührungsbögen des Halo von 22°. Für die Erklärung der horizontalen oberen und unteren Berührungsbogen wird eine andere Kristallform, nämlich die der Plättchen, herangezogen. Es wird angenommen, daß dieselben sich in die Lage des kleinsten Luftwiderstandes einstellen und ihre Kristallachse somit horizontal haben. Die vom Verf. durchgeführten und tabellarisch niedergelegten Rechnungen sind außerordentlich mühsam gewesen, führen aber zu vollkommen befriedigenden Ergebnissen und lassen insbesondere die bei steigender Sonnenhöhe eintretende Metamorphose jener horizontalen Berührungsbögen mit der Theorie verfolgen. Es wird gezeigt, wie dann bei noch größerer Sonnenhöhe die oberen und unteren Bögen sich zu dem merkwürdigen elliptischen, umschriebenen Halo zusammenschließen. In gewisser Weise parallel verlaufen sodann die ebenso eingehend durchgeführten Erklärungen der Nebensonnen und des Halo von 46°. Nur kommen hier diejenigen Flächenkombinationen der Kristalle in Betracht, bei welchen der Prismenwinkel nicht 60°, sondern 90° beträgt. Weitere Betrachtungen sind den sekundären Haloerscheinungen, d. h. den durch eine Nebensonne wiederum erzeugten Haloerscheinungen und den ungewöhnlichen Halos gewidmet. Die Theorie der Gegensonne, d. h. der in gleicher Horizonthöhe und entgegengesetztem Azimut erscheinenden Sonne, ihren Nebengegensonnen, dem Bouguerschen Halo, setzt mehrfache Reflexionen im Innern der Kristalle voraus. Wieder anders ist die Erklärung der Lichtsäulen, bei denen Reflexion an den Basisflächen und zugleich Pendelung anzunehmen ist, und der Kreuze, welche durch senkrecht aufeinanderstehende Stücke von Haloerscheinungen zustande kommen. Mit einigen Angaben über die experimentelle, von Cornu ausgebildete Darstellungsweise der Halos schließt das Kapitel.

Das zweite, die Kränze behandelnde Kapitel beginnt ebenso mit einer Sichtung und Beschreibung der vorliegenden Beobachtungen. Die berühmte Newtonsche Schilderung aus dem Jahre 1692 macht den Anfang. Sie betrifft einen dreifachen Kranz. Man nennt den ersten bläulichweißen, gelben und mit Braunrot abschließenden Kranz die Aureole oder einfachen Kranz. Jede neue, immer mit Rot endigende Farbenfolge gestaltet den Kranz alsdann zu einem zwei-, dreifachen usw. Bis zum vierfachen wurden die um Sonne oder Mond liegenden Kränze beobachtet, während die um den Gegenpunkt, d. h. den Kopfschatten des Beobachters liegenden Ringe als Glorie (vulgo Brockengespenst) bezeichnet werden und bis zu fünffacher Farbenfolge beobachtet sind. Den älteren Glorienberichten von Ulloa und Bouguer werden die neueren von Tissandier im Ballon beobachteten und die von E. Heller in den Alpen glücklich photographierten Glorienerscheinungen mit Abbildungen hinzugefügt. Besonders ausführlich werden die von R. T. Omond auf dem Ben Nevis gemachten Verzeichnisse von Kränzen wiedergegeben. Irisierende Wolken und

Digitized by Google

gleichzeitig mit Halos auftretende farbige Kränze sind weitere Abarten der Kranzbildungen. Endlich werden auch die streng genommen nicht mehr zur atmosphärischen Optik gehörenden, aber ihrem Wesen nach doch verwandten, auf Tautropfen entstehenden Heiligenscheine eingehend gewürdigt.

Die nun folgende theoretische Behandlung dieser Beugungsvorgänge unterscheidet zwischen der Entstehung durch Wassertröpfchen und derjenigen durch Eisnadeln. Nach dem schon von Fraunhofer geführten Nachweise, daß die Beugungsfigur vieler, beliebig unregelmäßig verteilter, aber unter sich gleich großer Tröpfchen genau dieselbe ist, wie diejenige einer kreisförmigen Öffnung, wird die auf letzteren Fall bezogene vollkommene Theorie von Karl Exner wiedergegeben und an der Hand der von Airy und Schwerd berechneten Tabellen zunächst für monochromatisches Licht, dann aber auch für weißes Licht weiter ausgestaltet. Für die durch Eiskristalle hervorgerufenen Beugungsbilder wird nun in ähnlicher Weise, unter Anlehnung an die von Knochenhauer entwickelte Theorie der Beugung durch Spalte eine Intensitätsberechnung vorgenommen, die nicht minder vorzüglich mit Beobachtung und experimenteller Prüfung in Übereinstimmung gefunden wird.

Als ein besonderer Fall der Kränze stellt sich der Bishopsche Ring dar, mit 22° der größte unter allen Kränzen. Dementsprechend ist der Durchmesser seiner Staubteilchen von 0.0015 mm etwa zehnmal kleiner als derjenige der Wassertröpfchen. Die Glorien entstehen meistens durch Reflexion an Eisnebeln. Die Theorie bietet dann keine Schwierigkeit. Es sind aber auch bei Nebeln, die aus Wassertröpfchen bestehen, Glorien beobachtet. Da hier von einer Beugung des reflektierten Lichtes nicht die Rede sein kann, so wird die Fraunhofersche Erklärung einer Reflexion des bereits in den obersten Schichten gebeugten Lichtes als zutreffend zu nehmen sein. Beim Heiligenschein wird der älteren Winterfeldschen die neuere Lommelsche Theorie gegenübergehalten; auch diese erscheint nicht einwandsfrei und eine genauere Prüfung wird an anderer Stelle in Aussicht gestellt.

Das letzte Kapitel behandelt den Regenbogen. Die bekannten und einer besonderen Beschreibung nicht bedürftigen Hauptformen desselben werden durch Aufzählung seltenerer Formen, insbesondere der den Haupt- und Nebenregenbogen mitunter verbindenden Bögen, vervollständigt. Als theoretische Grundlage werden die Rechnungen von Airy gewählt. Hiernach bestimmen die Reflexions- und Brechungsgesetze nur die Gesamtlage des Bogens. Der wesentliche Punkt der Theorie steckt indessen in dem gleichzeitigen Beugungsvorgang, der als ein solcher sui generis bezeichnet wird. Die Wellenfläche des aus den Tropfen tretenden Lichtes ist eine eigenartig gekrümmte. Ihre Kurve wird hergeleitet und eine sehr vollständige Berechnung der Intensitätsverhältnisse der entstehenden Farben wird im Anschluß an die Arbeiten von Stokes und die Farbengleichungen von Maxwell durchgeführt. Eine Bestätigung der Theorie erfolgt teils durch experimentelle Mittel, teils durch die Beobachtungen von Carlheim-Gyllenskjöld, soweit dies durch analytische Rechnungen möglich war. Nicht eingegangen wird auf die Arbeiten von Just und die das Problem des Regenbogens auf noch allgemeinerer Grundlage, dann aber freilich nur mit Hilfe mechanischer Quadraturen behandelnden großen Arbeit von Chr. Wiener.

Einem ferneren Hefte vorbehalten bleiben die Helligkeits-, Polarisations- und Dämmerungserscheinungen des Himmels. Damit wird alsdann einem Werke der Abschluß gegeben werden, das einen höchst erfreulichen und bedeutungsvollen Markstein in der Entwickelung der atmosphärischen Optik darzustellen berufen erscheint.

L. Weber.

Börnstein, R.: Leitfaden der Wetterkunde. Gemeinverständlich bearbeitet. Zweite, umgearbeitete und vermehrte Auflage. Mit 61 Textbildern und 22 Tafeln. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1906. Preis geb. 6.80 M.

Wenn bei der Fülle großer und kleiner Bücher über Meteorologie eines von ihnen binnen fünf Jahren schon die zweite Auflage erlebt, so ist das sicher ein Lob für das Buch, und in der Tat verdient es der „Leitfaden“. Er ist ein gutes Mittelstück zwischen Hanns Lehrbuch und Traberts Meteorologie und bildet ein passendes Seitenstück zu Mohns Grundzügen; wie zu ihnen, wird auch der Fachmann gern zu Börnsteins Leitfaden gegebenenfalls greifen, denn alle vier Werke ergänzen sich mehrfach in glücklicher Weise.

In dieser zweiten Auflage wurden, wie der Verfasser im Vorwort sagt, „neben vielen anderen Dingen insbesondere berücksichtigt die neueren Studien über den Wärmeaustausch

Digitized by Google

in Boden und Luft, die Beziehungen des Waldes zu Temperatur und Niederschlag, die Temperaturverhältnisse und Bewegungen der hohen Luftschichten, Sonnenscheindauer, Größe und Gestalt der Regentropfen, auf- und absteigende Luftströme, Entstehung der Blitze, Blitzgefahr, Elektrizitätshaushalt der Atmosphäre usw."

Bei der Durchsicht des Buches und bei einem Vergleich mit der ersten Auflage sind mir aber doch einige Punkte aufgestoßen, die in einer dritten Auflage eine Änderung erwünscht erscheinen lassen. S. 8: Das Verfahren, die Isoplethenfläche plastisch darzustellen, hat nicht der Verfasser zuerst angegeben, sondern H. Meyer in seiner bekannten Anleitung 1891 (auf S. 7 bis 8). S. 13 wird bei der Erklärung der blauen Farbe des Himmelslichtes nur die ältere Arbeit von Lord Rayleigh, nicht aber die von 1899 benutzt, in der die Bedeutung der Luftmoleküle hervorgehoben wird. Auf S. 57 wird aus der Anwesenheit von Wolken in allen Teilen der Atmosphäre auf das Vorhandensein von Staub als Kondensationskernen in allen Luftregionen geschlossen; es wäre hier ein Hinweis auf S. 152 angebracht, wo ganz richtig auch von den Ionen als Ansatzkernen gesprochen wird. Die Beschreibung der irisierenden Wolken auf S. 79 ist nicht völlig zutreffend, da wohl ebenso oft wie der Rand, auch die Unterfläche der Wolke die schönen Perlmutterfarben zeigt; man könnte auch nach der jetzigen Fassung die irisierenden Wolken für eine besondere Wolkenform halten, was sie doch, mit Ausnahme der von Mohn beobachteten, allermeist nicht sind. S. 92 und folgende hätte ich etwas mehr Zahlenmaterial über die Niederschlagsverhältnisse gewünscht; so fehlt z. B. jede Angabe über Tagesmaxima und über intensive Niederschläge in kurzer Zeit, wofür die breite Schilderung der doch mehr physikalischen Regelation wesentlich gekürzt werden könnte. Auf S. 134 wird zwar über die Fortpflanzung, nicht aber über die eigentliche Entstehung des Donners gesprochen. S. 142: Der Blitzregistrator ist kein so zuverlässiges Instrument, wie es hier gesagt wird. S. 165: Über die Häufigkeit der Vb-Depressionen stimmt der Text mit der Tabelle nicht (bessere Werte gab ich in dieser Zeitschrift 1897, S. 221). Auf S. 168 ff. fehlen die wichtigen Untersuchungen von Hildebrandsson über die Aktionszentren. S. 218 sind in Anmerkung 246 zwei Druckfehler, die in der ersten Auflage nicht standen; es muß 1857 statt 1837 und 1840 statt 1849 heißen.

Bei den meist schönen Tafeln ist leider vielfach die Quelle nicht angegeben, doch sind die Mehrzahl dem Fachmann gute Bekannte; so stammen die Tafeln I, II, III, XVIII aus Hanns Atlas, V bis XV aus dem internationalen Wolkenatlas, XVI aus dieser Zeitschrift; XIX bis XXII sind Reproduktionen aus den Hamburger Wetterkarten. Tafel IV und XVII wurden dem Sydow-Wagnerschen Schulatlas entnommen. Tafel XVII stellt die Niederschläge in Europa dar, ist aber nicht auf der Höhe der Zeit: so zeigt sie ein regenreiches Gebiet (über 100 cm) im flachen nördlichen, statt im bergigen südlichen Westfalen, so fehlt das große Trockengebiet an der Weichsel, in Südeuropa die Angabe der Trockenzeit im Sommer usw; daß sich auch in dem gewählten Maßstab viel mehr Einzelheiten geben ließen, beweist die weit kleinere Karte des Referenten in Meyers Konversationslexikon (6. Aufl., 1904).

Bei einer Neuauflage, die dem trefflichen Buche nur zu wünschen ist, erscheint es mir angebracht, wenn die speziellen Interessen der Landwirte (s. o. Niederschläge) und Seeleute, für die es nach der Ankündigung ganz besonders bestimmt ist, noch mehr berücksichtigt würden, und zwar mindestens in gleichem Maße, wie jetzt die der Luftschiffer.

C. Kassner.

Bibliographie.

Annales de l'observatoire météorologique et magnétique de l'université impériale à Odessa. 11me année. 1905. Odessa 1906. 8°. 2 Bl., 157 S. — Text russisch u. französisch.

Magnetische und meteorologische Beobachtungen an der k. k. Sternwarte zu Prag im Jahre 1905. Auf öffentl. Kosten herausg. von L. Weinek. 66. Jahrgang. Prag 1906. 4°. IV, 47 S.

Bertelli, Timoteo P.: Per la storia del barometro. Memoria postuma edita á cura del P. Camillo Melzi d'Eril. Firenze 1906. 8°. 32 S. S.-A. Riv. Geogr. Ital., XIII, 1906.

Digitized by Google

Bos, H.: Zur Kritik der Lehre von den thermischen Vegetations-Konstanten, auch in Bezug auf Winterruhe und Belaubungstrieb der Pflanzen. 8°. S.-A. Verhandl. d. Botan. Ver. d. Provinz Brandenburg, XLVIII, S. 62—90, 1906.

Bulletin mensuel de l'observatoire météorologique de l'université d'Upsal. Vol. XXXVII. Année 1905. Par H. Hildebrand Hildebrandsson. Upsal 1905—1906. gr. 4°. 1 Bl., 74 S.

International **Catalogue** of Scientific Literature. Fourth annual issue. F. Meteorology including Terrestrial Magnetism. London 1906 (May). 8°. VIII, 223 S. Preis 15 s.

(Chile) Anuario del servicio meteorolójico de la direccion del territorio maritimo. Tomo sesto, 1904. Valparaiso 1905. 8°. 5 Bl., 390 S., 2 Tab., 9 Tafeln.

Costanzo, G. und **Negro, C.:** Über die Radioaktivität des Schnees. 8°. S.-A. Physik. Zeitschr. VII, 350—353, 1906.

La **défense** contre la grêle en Côte-d'Or pendant l'année 1905. Dijon 1906. 8°. 20 S. (Union des associations grêlifuges de la Côte-d'Or).

Elster, J., Geitel, H. und **Harms, F.:** Luftelektrische und photometrische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. Aug. 1905 in Palma (Mallorca). 8°. 44 S. S.-A. Terrestr. Magnetism XI, 1906.

Esmarch, E. von: Zwei Registrierinstrumente für Sonnenschein und Windrichtung. 8°. 5 S. S.-A. Hygienische Rundschau 1906, Nr. 6.

Fergusson, S. P.: Meteorological phenomena on mountain summits. 4°. 3 S. S.-A. Science, N. S., vol. XXIII, 1906.

Findeisen, F.: Praktische Anleitung zur Herstellung einfacher Gebäude-Blitzableiter. Mit einer Einleitung von Leonhard Weber. Berlin, J. Springer 1906. 8°. VIII, 126 S., 5 Tafeln. Preis 2.40 M.

Jahrbücher der k. k. Zentral-Anstalt für Meteorologie und Geodynamik. Offizielle Publikation. Jahrgang 1904. N. F. XLI. Bd. Wien 1906. 4°. XXIX, 152, 105, 32, 23 S., sowie als eigenes Heft ein „Anhang" von 41 S. folgenden Inhalts: Revision der Luftdruck-Jahresmittel österreichischer Stationen 1886 bis 1904, von Max Margules; Beobachtungen über Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Bericht für das Jahr 1904, von Karl Prohaska; Register der in den Jahrbüchern . . . enthaltenen Beobachtungen, Aufsätze usw. von Band 1—40, N. F., von A. E. Forster.

Johansson, Osc. V.: Über die Bestimmung der Lufttemperatur am Meteorologischen Observatorium in Helsingfors. Eine kritische Studie. Helsingfors 1906. 4°. 2 Bl., 104 S., 3 Bl. mit Tafeln. S.-A. Meteorol. Jahrbuch f. Finnland, Jahrg. 1901.

Loisel, Julien: Guide de l'amateur météorologiste. Paris, Gauthier-Villars 1906. 8°. VI, 101 S., 1 Bl., 2 Tafeln, mit Fig. im Text. Preis 2.75 fr. — Eine Anleitung zur Anstellung meteorol. Beobachtungen für Liebhaber und Freunde der Meteorologie.

Luyken, Karl: Erdmagnetische Ergebnisse der Kerguelen-Station 1901—1903. Erster Teil. Das Variationshaus. 4°. 74 S., 5 Tafeln. S.-A. „Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903", Bd. VI. Erdmagnetismus II, Berlin, G. Reimer.

Lyons, H. G.: The rains of the Nile basin in 1905. Cairo 1906. gr. 8°. 40 S., 11 Tafeln (Ministry of Finance. Survey Department, Egypt).

Meissner, Otto: Die meteorologischen Elemente und ihre Beobachtung, mit Ausblicken auf Witterungskunde und Klimalehre. Unterlagen für schulgemäße Behandlung sowie zum Selbstunterricht. Leipzig, B. G. Teubner 1906. 8°. VI, 94 S.

Messerschmitt, J. B. und **Lutz, C. W.:** Ablesevorrichtung zur Bestimmung von Mittelwerten registrierter Kurven. 8°. S.-A. Zeitschr. f. Instrumentenkunde 1906, 142—145.

Miller, W.: Instrumentenkunde für Forschungs-Reisende. Unter Mitwirkung von C. Seidel bearbeitet von . . . Hannover, Jänecke 1906. gr. 8°. 186 S. mit 134 Abbildungen. Preis 4.40 M.

Mossmann, R. C.: Some meteorological results of the Scottish National Antarctic Expedition. 8°. S.-A. Scott. Geogr. Magaz., May 1906. S. 252—272, 3 Tafeln.

Nasmyth, J. und **Carpenter, J.:** Der Mond als Planet, Welt und Trabant. Vierte Auflage. Zweite, völlig veränderte, verbesserte und vermehrte deutsche Umarbeitung des engl. Originaltextes von Hermann J. Klein. Hamburg, L. Voss 1906. 8°. VIII, 214 S. Preis in Kaliko geb. 8.50 M. — Behandelt auch die Frage nach dem Einfluß des Mondes auf die Erdatmosphäre.

Nedbørlagttagelser i Norge. Udgivet af det Norske Meteorologiske Institut. Aargang XI, 1905. Kristiania (1906). Fol. XVIII, 117, 133 S., 2 Karten.

Meteorological **observations** made at the Hongkong Observatory in the year 1905. Hongkong 1906. Fol. 17, 108 S., 4 Tafeln.

Passerat, C.: Les pluies de mousson en Asie. 8°. S.-A. Annal. d. géographie XV, 193—212, 1906.

Potamian: The electrical work of Benjamin Franklin. 8°. 18 S. S.-A. Manhattan Quarterly, April 1906.

Revue météorologique. Travaux du réseau météorologique du Sud-Ouest de la Russie. Années 1904—1905. Deuxième série. Vol. IX, par A. Klossovsky. Odessa 1906. 4°. 1 Bl., 42 S. — Text nur russisch.

Scharf, Edmund: Der Hagel. Erkennung, Beschreibung, Beurteilung und Schätzung von Hagelschäden. Halle a. S., Selbstverlag des Verfassers 1906. 8°. VI, 195 S., 27 Tafeln. Preis in Kaliko geb. 6 M. — Behandelt in eingehendster Weise und meines Wissens zum ersten Male die Art und Weise, in welcher der Hagel die Feldfrüchte beschädigt. Zahlreiche Tafeln veranschaulichen die Wirkungen des Hagels auf die Nutzpflanzen. G. H.

Stützer, Arnold: Vergleichende Temperaturmessungen zu Marburg a. d. L. und seine barometrische Meereshöhe. Inaug.-Diss. Marburg. Marburg 1906. 8°. 67 S., 6 Tabellen, 5 Tafeln.

Vujević, Paul: Die Theiß. Eine potamologische Studie. Leipzig, B. G. Teubner 1906. 8°. 1 Bl., 76 S., 3 Tafeln (Geogr. Abh., herausg. von A. Penck, Bd. VII, Heft 4). — Enthält ein Kapitel: Die Niederschlagsverhältnisse im Einzugsgebiete der Theiß, mit einer Regenkarte nach den Beobachtungen von 1891—1900.

Wallén, Axel: Régime hydrologique du Dalelf. Upsal 1906. 8°. 2 Bl., 72 S., 4 Tafeln. S.-A. Bull. of the geolog. Institution of Upsala, vol. VIII. — Eine ähnliche Studie über den Dalelf, wie die vorhergehende über die Theiß.

Wundt, W.: Über die Bestimmung der Sonnentemperatur. 4°. S.-A. Physik. Zeitschr. VII, 384—390, 1906.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Einleitung in die höhere Optik

von **Dr. A. Beer.**

Zweite umgestaltete Auflage, bearbeitet von

Viktor von Lang.

Mit 201 Holzstichen u. 1 Tafel. (XVII u. 423 S.) gr. 8°.

M. 9,—.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner.** Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel.** Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel.** Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache.** Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking.** Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse.**

Im Verlage von **J. P. Bachem** in **Köln** ist erschienen:

Der Mond

als Gestirn und Welt
und sein Einfluß auf unsere Erde.

Von

Egon Lützeler.

Mit 80 Abbildungen und 17 Kunstdruck-Tafeln.
Geheftet *M.* 4.50. In Original-Einband *M.* 6.—.

In **leicht verständlicher** Weise und ohne Aufwand an mathematischen Formeln und wissenschaftlichen Fremdworten hat der Verfasser in seinem Buche alles zusammengetragen, was bis jetzt über den guten, stillen Mond da droben, zu dem wir wohl alle schon einmal mehr oder weniger schwärmerisch hinaufgeblickt haben, bekannt ist. Nicht nur der **reiferen Jugend zur Belehrung,** sondern jedermann zur **Unterhaltung** und **Aufklärung** soll das Buch dienen, und auch der Ältere und Gebildetere mag es ohne falsche Scham zur Hand nehmen, um sein Wissen, wenn auch nicht zu bereichern, so doch vielleicht über manches zu **ergänzen,** was von jener fernen Welt des Mondes den meisten Menschen noch ein **märchenhaftes Geheimnis,** ein Gegenstand **ungläubigen Staunens** und mitleidigen Lächelns geblieben ist, nachdem die Wissenschaft schon lange den **sagendurchwebten Schleier** desselben gelüftet hat.

Durch jede Buchhandlung zu beziehen.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Lehrbuch der Physik.

I. Band. Einleitung — Mechanik — Einige Meßinstrumente und Meßmethoden — Die Lehre von den Gasen, Flüssigkeiten und festen Körpern. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 412 eingedruckten Abbildungen. 1902. (XX u. 792 S.) gr. 8°. Preis 12 Mark, gebunden in Hlbfrz. 14 Mark.

II. Band. Lehre vom Schall (Akustik) — Lehre von der strahlenden Energie. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 658 Abbild. und 3 Stereoskopbildern. 1904. (XXII u. 1056 S.) gr. 8°. Preis 18 Mark, gebunden in Hlbfrz. 20 Mark.

III. Band. Die Lehre von der Wärme. Übersetzt von E. Berg. Mit 259 eingedruckten Abbildungen. 1905. (XI u. 988 S.) gr. 8°. Preis 16 Mark, gebunden in Hlbfrz. 18 Mark.

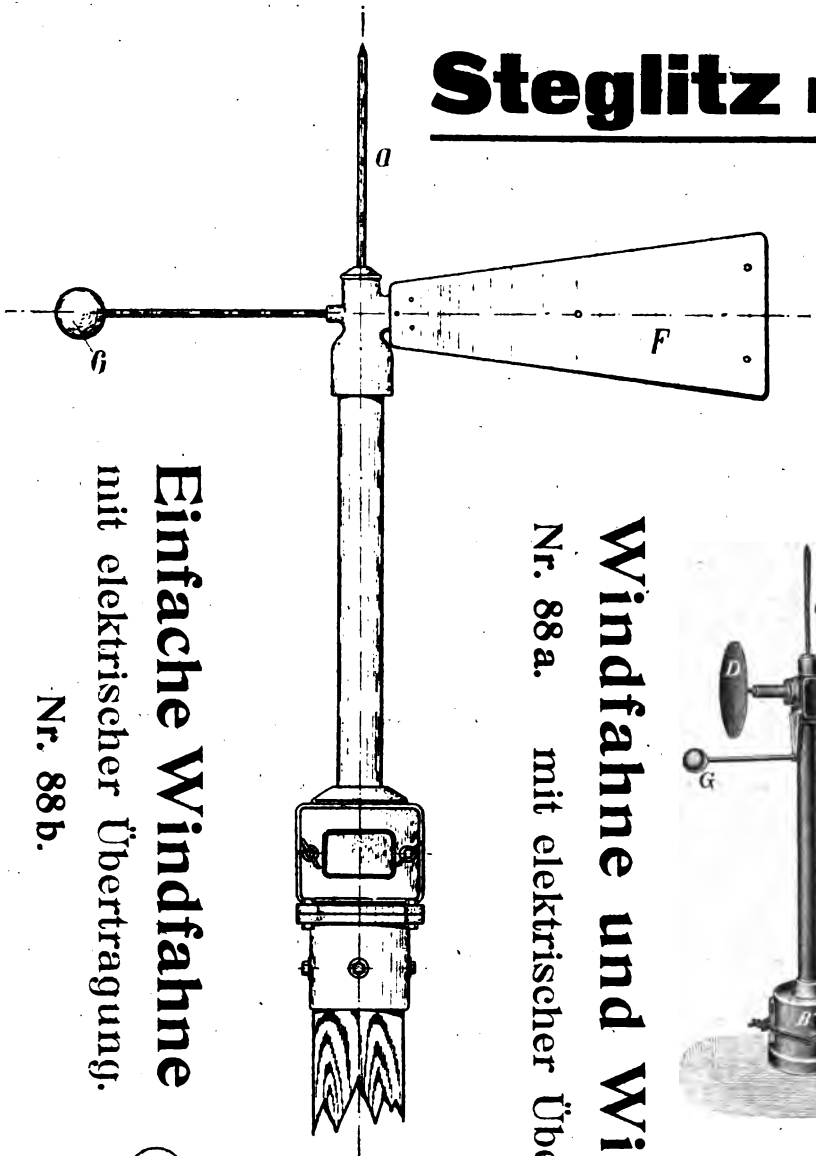
Ein vierter Band (Schluß des Werkes) befindet sich in Vorbereitung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

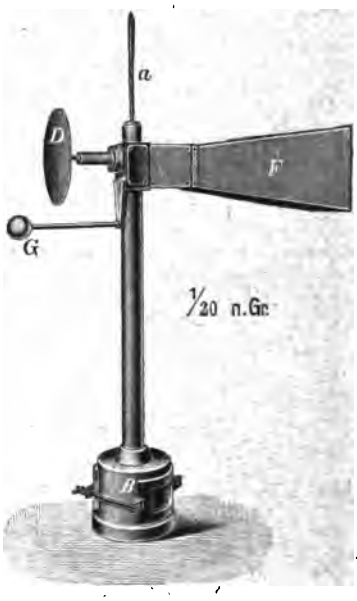
R. FUESS • vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

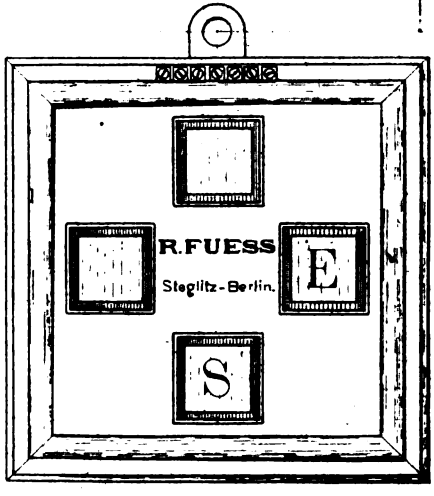
Steglitz b. Berlin.



Einfache Windfahne
mit elektrischer Übertragung.
Nr. 88 b.

Windfahne und Winddrucktafel
Nr. 88 a. mit elektrischer Übertragung. Nr. 88 a.





☞ Diesem Hefte liegen bei: Je ein Prospekt der Firma **G. Rüdenberg jun.** in **Hannover und Wien; der Siemens-Schuckert Werke, G. m. b. H.** in **Berlin SW.;** der Firma **L. & G. Halphen** in **Prag I./32** und drei Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.**

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

1906 Heft 8 August

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit fünf Textfiguren.

INHALT.

Seite

G. Hellmann: Ein neuer registrierender Schneemesser. Mit 3 Textfiguren 337
A. Gockel: Über den Ionengehalt der Atmosphäre. Zweite Mitteilung. Mit 1 Textfigur 339
Felix M. Exner: Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten 344
G. Sack: Beobachtungen über die neutralen Punkte von Babinet und Arago in den Jahren 1903 und 1904 . 348
J. Fényi: Über Winddrehungen in Kalocsa. Mit 1 Textfigur 351
J. Hegyfoky: Die Schwankung der jährlichen Regenmenge in Ungarn 358

Kleinere Mitteilungen:

Seite

N. Zuntz u. a.: Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen 362
Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Sonnenobservatorium zu Kodaikanal in Südindien 1903 und 1905 364
Kapitän Lyons: Die Nilflut und ihre Schwankungen 365
W. Doberck: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Honkong 1894—1903 367
Gewitterzüge im April und Mai des Jahres 1904 in Steiermark . . 368
A. Schmidt: Über die Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen zu Potsdam im Jahre 1905 370
Wasserhosen 371
Grossmann: Nochmals die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht 373

Seite

L. C. Bates: Der Sommer 1906 im südlichen Teile des Stillen Meeres 374
Resultate 8jähriger meteorologischer Beobachtungen zu Haifa, Palästina 375
J. Hann: Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren . 377
R. Billwiller: Der Niederschlag auf dem Säntis 378
Radioaktivität der Brunnenluft 380
Supan: Schnee in der algerischen Sahara 380
J. Vincent: Wolkenstudien 381
Wilhelm Krebs: Die Erscheinung des Sonnenbildes beim höchsten Grade der Szintillation 382
Beobachtungen zum absteigenden Luftstrom 382
Frh. Gregor Friesenhof: Gewittererscheinung 383
Montblanc-Observatorium 383
Zur Meteorologie des Südatlantischen Ozeans 383

Literaturbericht:

Bibliographie 384

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Zum Abonnement empfehlen wir die im IV. Jahrgang 1906 erscheinenden

Berichte der Deutschen Physikalischen Gesellschaft,

enthaltend:

Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft im Auftrage der Gesellschaft herausgegeben von **Karl Scheel**

und

Halbmonatliches Literaturverzeichnis der „Fortschritte der Physik“, dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft, redigiert von **Karl Scheel** *für reine Physik* und **Richard Assmann** *für kosmische Physik.*

Gr. 8. Jährlich 24 Hefte. — Preis pro Jahrgang 8 Mark.

Die Zeitschrift beschränkt sich in dem die „*Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft*“ umfassenden Teile nicht nur auf die Veröffentlichung der Sitzungsberichte der Gesellschaft, sondern enthält auch alle derselben außerhalb der Sitzungen zugehenden wichtigen Abhandlungen, sowie Berichte und Mitteilungen aus Naturforscherversammlungen und ähnlichen Tagungen usw. In dem damit verbundenen „*Halbmonatlichen Literaturverzeichnis der Fortschritte der Physik*“ gelangt die von dem Vorstand der Deutschen Physikalischen Gesellschaft nach erfolgter Zustimmung einer größeren Zahl von Gelehrten beschlossene Neueinteilung zur Durchführung, welche dem heutigen Stande der physikalischen Wissenschaft besser angepaßt ist.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Lehrbuch der Physik.

I. Band. Einleitung — Mechanik — Einige Meßinstrumente und Meßmethoden — Die Lehre von den Gasen, Flüssigkeiten und festen Körpern. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 412 eingedruckten Abbildungen. 1902. (XX u. 792 S.) gr. 8°. Preis 12 Mark, gebunden in Hlbfrz. 14 Mark.

II. Band. Lehre vom Schall (Akustik) — Lehre von der strahlenden Energie. Übersetzt von H. Pflaum. Mit 658 Abbild. und 3 Stereoskopbildern. 1904. (XXII u. 1056 S.) gr. 8°. Preis 18 Mark, gebunden in Hlbfrz. 20 Mark.

III. Band. Die Lehre von der Wärme. Übersetzt von E. Berg. Mit 259 eingedruckten Abbildungen. 1905. (XI u. 988 S.) gr. 8°. Preis 16 Mark, gebunden in Hlbfrz. 18 Mark.

Ein vierter Band (Schluß des Werkes) befindet sich in Vorbereitung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

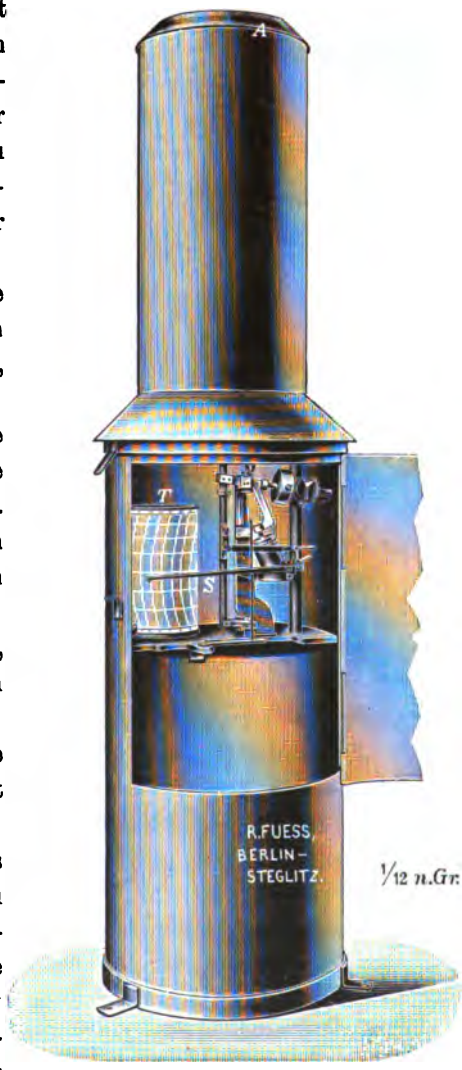
Band 23 * 1906 * Heft 8.

Ein neuer registrierender Schneemesser.

Von G. HELLMANN.

Im Februarheft dieser Zeitschrift 1897 beschrieb ich unter dem Titel „Ein neuer registrierender Regenmesser“ einen mechanisch registrierenden Regenmesser, der sich bewährt hat und bereits in mehr als 450 Exemplaren verbreitet ist. Dieser Apparat soll nur zur Aufzeichnung des Regens dienen, da es mir unmöglich erscheint, mit ein und demselben Instrument in gleich sicherer Weise Regen und Schnee zu registrieren. Inzwischen habe ich es mir aber angelegen sein lassen, als Ergänzung dazu einen selbstschreibenden Schneemesser zu konstruieren, den gleichfalls Herr Mechaniker R. Fuess ausgeführt hat.

Fig. 1.



Die allgemeinen Gesichtspunkte für die Konstruktion des Instruments waren, ganz in Anlehnung an diejenigen beim Pluviographen, folgende.

Von elektrischer Registrierung sollte wieder abgesehen werden und die mechanische sollte auf dem Prinzip der Wägung beruhen.

Die Registrierung sollte in einem solchen Maßstabe erfolgen, daß starke Schneefälle in kurzer Zeit genau verzeichnet werden.

Das Instrument sollte so montiert sein, daß man es in der vom Fabrikanten gelieferten Form ohne weiteres aufstellen kann.

Demgemäß hat der neue registrierende Schneemesser (Chionograph) folgende Gestalt erhalten (Fig. 1, 2 und 3).

Auf einem zylindrischen Gehäuse aus starkem Eisenblech, das außen und innen grau gestrichen ist, sitzt abnehmbar ein scharf abgedrehter Messingring A, der die Auffangfläche von 400 qcm begrenzt Diese wurde doppelt so groß als beim selbstschreibenden Regenmesser gewählt, weil es bei kleinerer Öffnung bisweilen vorkommt, daß Schnee, der etwas wässerig ist, an den Rändern anbackt und schließlich quer über die Auffangfläche eine Schneebrücke bildet, die das Hineinfallen des Schnees in das Gefäß hemmt oder gar verhindert. Der durch die Öffnung einfallende Schnee sammelt sich in einem auswechselbaren Auffanggefäß G von 50 cm Höhe, das auf dem Teller der Registrierwage (Briefwage) steht und sich

Digitized by Google

innerhalb des äußeren Mantels bei zunehmender Belastung nach unten bewegt. Gleichzeitig bewegt sich der mit der Wage verbundene Schreibhebel S an der Registriertrommel T nach oben. Ist er am höchsten Punkte, entsprechend einer Wasserhöhe (Schmelzwasser) von 35 mm, angelangt, so wird der Arm p der Wage (Fig. 2) durch automatische Auslösung eines darüber gelagerten Gewichtes derartig beschwert, daß die Schreibfeder auf den Nullpunkt zurückgeht, um eventuell zum zweitenmal bis zum oberen Rande der Trommel aufzurücken. Es können also Schnee-(und Regen-)mengen bis zu 70 mm Höhe ohne weiteres registriert werden.

Fig. 2.

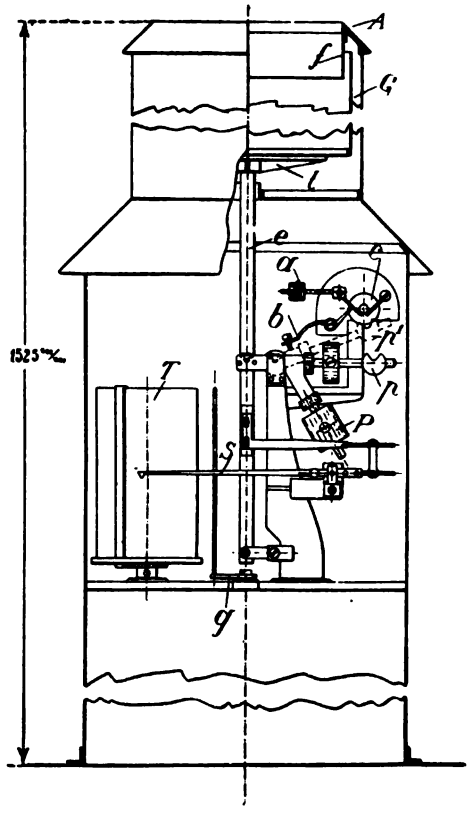
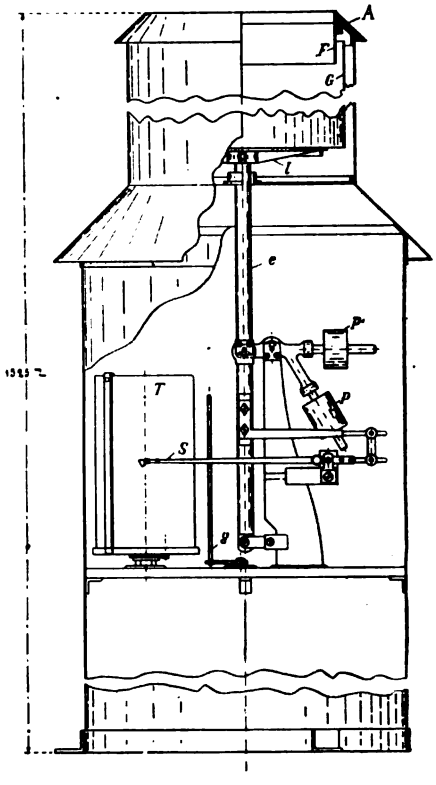


Fig. 3.



Bei noch größeren Tagesmengen, die indessen im Winter zu den allergrößten Seltenheiten gehören, muß das Auffanggefäß rechtzeitig gewechselt werden.

Es ist indessen schon eine große Ausnahme, daß in den ebenen Gebieten Zentraleuropas so viel Schnee an einem Tage herabfällt, daß er mehr als 35 mm Schmelzwasser liefert; ja in den Niederungen westlich von der Elbe hat man eine derartige Schneemenge vielleicht noch nie gemessen[1]). Ich hielt es deshalb für zweckmäßig, dem neuen registrierenden Schneemesser noch eine zweite einfachere Form zu geben, bei der die automatische Auslösung des Gewichtes ganz fortfällt und somit nur 35 mm Wasser ohne weiteres registriert werden können (Fig. 3).

Die auf das Auffanggefäß einwirkenden Windstöße, die sich durch die Wage auch auf die Registrierung fortpflanzen, glaubte ich zuerst durch eine am Wagebalken angebrachte Flügeldämpfung beseitigen zu müssen. Die Erfahrung hat aber gelehrt, daß dies gar nicht nötig ist. Die kleinen, auf- und abgehenden senkrechten (streng genommen sind es kleinste Kreisbogen) Striche der Windrichtung lassen sich

[1]) Vgl. das Kapitel „Die größte tägliche Schneemenge“ in meinem dreibändigen Werke „Die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten“ (Berlin 1906. 8°. Bd. I, S. 234 bis 238).

Digitized by Google

von der durch Schneefall bedingten, langsam aufsteigenden Gewichtskurve stets so sicher unterscheiden, daß man über die Deutung der Registrierung nie im Zweifel sein kann. Ebenso wird das Absteigen der Kurve nie zu Mißdeutungen führen, da es ja nur den Gang der Verdunstung der Schnee- oder Regenmenge im Auffanggefäß veranschaulicht. Die Wägung hat eben den großen Vorteil, daß der einmal in das Auffanggefäß hineingefallene Schnee registriert wird, mag er später verdunsten oder durch den Wind wieder herausgewirbelt werden.

Damit die Bedienung des Apparates möglichst bequem wird, was gerade im Winter nicht zu unterschätzen ist, wurde die Uhr nicht in die auswechselbare äußere Trommel T verlegt, sondern innerhalb derselben fest angebracht. Man kann also die zweite Trommel im Zimmer mit dem Registrierpapier versehen und sodann die ausgewechselte mitnehmen usw.

Die Zeitskala der Registrierstreifen ist ebenso groß wie beim selbstschreibenden Regenmesser, nämlich 15.9 mm Papierbreite auf eine Stunde, so daß Zeitintervalle von 3 Minuten bequem geschätzt werden können, da die Teilung selbst von 30 zu 30 Minuten geht. Dagegen fällt die Ordinaten- oder Schneemengen-Skala naturgemäß etwas kleiner aus als beim Pluviographen, insofern nur 5 mm Papier 1 mm (Schmelz-) Wasser entsprechen, während bei diesem das Verhältnis 8.2:1 ist. Immerhin lassen sich die Mengen auf Zehntel-Millimeter genau ablesen.

Die Aufstellung erfolgt, wie beim Pluviographen, in der Weise, daß man einen dreibeinigen Holzschemel in die Erde eingräbt und auf dessen solider Eichenholzplatte, die in das Niveau des Bodens zu liegen kommt, das Instrument mittels dreier Laschen anschraubt. Ebenso befinden sich unter dem abgeschrägten Kragen (Fig. 1) drei weitere Laschen, durch die zur weiteren Sicherung der Aufstellung Drähte nach der Seite gespannt werden können.

Da der vorstehend skizzierte Apparat auch den Regen registriert, wird er vielleicht an manchen Orten dazu benutzt werden, das ganze Jahr hindurch die atmosphärischen Niederschläge aufzuzeichnen. Ich brauche, in Übereinstimmung mit dem eingangs Gesagten, wohl kaum darauf hinweisen, daß die Registrierung des Regens mittels dieses speziell für die Schneemessung bestimmten Instruments nicht so genau erfolgen kann wie in meinem Pluviographen, ja daß er gelegentlich sogar den Dienst versagen könnte, wenn es einmal am Tage mehr als 35 bzw. 70 mm geregnet hat. Es wird daher das Beste sein, in Gegenden mit regelmäßigem Schneefall beide Instrumente, den mechanisch registrierenden Regenmesser (Pluviograph) und den mechanisch registrierenden Schneemesser (Chionograph), je nach der Jahreszeit, zu gebrauchen.

Der Preis des neuen mechanisch registrierenden Schneemessers beträgt 230 M. für die einfachere Ausführung (Fig. 3, Registrierung bis 35 mm Wasser) und 275 M. für die kompliziertere (Fig. 1 und 2; Registrierung bis 70 mm).

Über den Ionengehalt der Atmosphäre.

Zweite Mitteilung.

Von A. Gockel in Freiburg (Schweiz).

Einfluß einer Schneedecke. Bereits in meiner ersten Abhandlung über den vorliegenden Gegenstand[1]) habe ich bemerkt, daß mir ein Einfluß der Schnee-

[1]) Diese Zeitschrift 1906, S. 57.

Digitized by Google

bedeckung des Bodens als solcher auf den Ionengehalt der Atmosphäre nicht nachweisbar erscheint. Nachdem sich mein Material durch die im verflossenen Winter angestellten Beobachtungen stark vermehrt hat, bin ich nun in der Lage, den zahlenmäßigen Nachweis für diese Behauptung zu führen.

In Betracht kommen für die Untersuchung die Monate November, Dezember Januar und Februar, weil hier nur in diesen Monaten eine geschlossene Schneedecke sich mehrere Tage lang ununterbrochen erhalten kann. Mit Rücksicht auf die große Amplitude der täglichen Periode konnten nur Beobachtungen unter sich verglichen werden, die zu derselben Tagesstunde angestellt wurden. Ich wähle die gegen 2^h nachmittags vorgenommenen Messungen; denn 1. fällt die Mehrzahl der überhaupt ausgeführten Messungen in diese Zeit, 2. macht sich um diese Stunde der Einfluß von Nebel- und Dunstschichten am wenigsten bemerkbar, und 3. bleibt während der Zeit von 1 bis 3^p der Ionengehalt ziemlich konstant. Ausgeschlossen wurden in den nachfolgenden Zusammenstellungen die durch Nebel oder Niederschläge gestörten Werte. Die in der Tabelle I angegebenen Temperaturen T sind die $1^p\,30$ abgelesenen. Wie früher bedeutet I_+ den Gehalt an positiven, I_- den an negativen Ionen, ausgedrückt in $E.S.E$ pro Cubikmeter Luft. Q ist der Mittelwert der Quotienten I_+/I_-, E die Differenz $I_+ - I_-$, n die Zahl der Messungen.

Tabelle I.

T	Boden	I_+	I_-	Q	E	n
$< -5^0$	schneebedeckt	0.190	0.121	1.80	0.069	4
	schneefrei	.155	.081	.81	.074	2
$-4{,}9$ bis 0^0	schneebedeckt	.231	.178	.46	.053	21
	schneefrei	.261	.181	.43	.080	15
0^0 bis $+5^0$	schneebedeckt	.242	.212	.16	.030	20
	schneefrei	.303	.218	.53	.085	35
$> +5^0$	schneebedeckt	.273	.196	.63	.077	3
	schneefrei	.418	.289	.56	.129	28

Die bei den niedrigsten und höchsten Temperaturen gewonnenen Resultate können schon wegen der geringen Anzahl der Tage mit Schneebedeckung nicht als einwandsfrei gelten. Dazu kommt noch, daß die Temperaturen von über $+5^0$ teilweise durch Föhn verursacht wurden und daß zufälligerweise an solchen Föhntagen der Boden niemals mit Schnee bedeckt war. Die Tabelle erlaubt also nur den Schluß, daß bei Temperaturen, die in der Nähe des Nullpunktes liegen, der Gehalt der Atmosphäre an positiven Ionen unter dem Einflusse einer Schneedecke bzw. der darüber sich bildenden Dunstschicht sich verringert, während sich ein Einfluß der Schneedecke auf die Zahl der negativen Ionen nicht nachweisen läßt.

Stärker als der Einfluß der Schneedecke tritt derjenige der Temperatur in der Tabelle hervor. Der letztere wird noch deutlicher, wenn man die erhaltenen Zahlen ohne Rücksicht auf die Bodenbedeckung nur nach der Temperatur ordnet.

Tabelle II.

Temperatur	I_+	I_-	Q	n
$< -5^0$	0.178	0.108	1.80	6
-5 bis 0^0	.243	.202	.45	36
0 bis 5^0	.280	.216	.58	55
$> +5^0$	.404	.280	.57	31

Wie schon oben bemerkt, bilden sich hier im Winter zur Zeit des Sonnenauf- und -unterganges, wenigstens bei unbedecktem Himmel, fast regelmäßig Nebel- oder Dunstschichten. Ein Einfluß der Schneebedeckung auf die wenigen Messungen, die zu der angegebenen Zeit bei Abwesenheit von Nebel oder Dunst gemacht werden konnten, läßt sich daher nicht nachweisen. Sinkt bei klarem Himmel die Temperatur in der Morgenfrühe auf mehrere Grade unter Null, so ist auch der Wert von

Digitized by Google

I_+ und I_- sowohl bei Anwesenheit als auch bei Abwesenheit einer Schneedecke < 0.1 *E.S.E.*

Ich untersuchte ferner, ob sich ein Einfluß der Schneebedeckung auf den Emanationsgehalt der Atmosphäre, gemessen nach der Elster- und Geitelschen Methode, feststellen lasse.

Es ergab sich:

Boden schneebedeckt $A = 42$,
„ schneefrei $A = 81$.

Die Zahl der Messungen war im ersten Falle = 22, im zweiten 49. Aber auch hier rührt der hohe, bei schneefreiem Boden gefundene Mittelwert von A davon her, daß verschiedene Male, während der Boden schneefrei war, Föhn wehte, der sehr hohe Werte von A — bis zu 170 — veranlaßte; andererseits muß aber hervorgehoben werden, daß bei schneebedecktem Boden A niemals über 75 stieg.

Eine direkte Abhängigkeit der Ionisation von A ergibt sich also auch aus diesen Betrachtungen nicht. Die Verkleinerung von A durch eine Schneedecke ist viel stärker als die von I. Es scheint mir, daß man in der freien Atmosphäre eine Proportionalität beider Größen auch gar nicht erwarten kann. Selbst wenn man A als Maß des Gehaltes der Atmosphäre an radioaktiver Emanation betrachtet und ferner die Voraussetzung macht, daß Ionen lediglich durch die aus dem Boden entweichende radioaktive Emanation gebildet werden, muß man doch immerhin berücksichtigen, daß die Geschwindigkeit, mit der Ionen durch Molisierung, Adsorption, Leitungs- und Konvektionsstrom verschwinden, eine andere ist und sich auch in anderer Weise mit den meteorologischen Faktoren ändert als die Geschwindigkeit, mit der Emanation zerfällt oder durch Luftströmungen weggeführt wird.

Tägliche Periode der Ionisation. Das durch die Beobachtungen des letzten Winters vermehrte Material erlaubt, die tägliche Periode der Ionisation für die Wintermonate etwas genauer zu bestimmen, als dies in meiner ersten Mitteilung geschehen ist. Fig. 1 gibt eine graphische Darstellung der in Tabelle III enthaltenen Resultate.

Tabelle III.

Stunde . .	8a	9	10	11	12	2p	3	4	5	6	7	9p
I_+	0.198	0.234	0.269	0.278	0.263	0.333	0.308	0.306	0.260	0.281	0.193	0.249
I_-	.130	.194	.199	.230	.219	.242	.221	.240	.212	.194	.169	.153
Q	2.25	1.76	1.51	1.34	1.49	1.47	1.45	1.40	1.48	1.48	1.48	1.61
E	.068	.040	.070	.48	.044	.091	.087	.066	.048	.087	.024	.096
n	25	20	42	55	47	120	62	37	29	21	11	7

Der tägliche Gang der Ionisation stimmt sehr gut überein mit dem früher[1]) von mir hier festgestellten Gang der Zerstreuung. Die zur Mittagszeit auftretende Verringerung des Ionengehaltes ist nicht etwa zufällig. Sie findet sich noch stärker ausgeprägt bei den Zerstreuungsmessungen sowohl hier als auch in Kremsmünster[2]). Simpson, der in Karasjok[3]) die Ionisation dreimal im Tage maß, fand keinen Unterschied zwischen der Morgen- und Mittagsbeobachtung, dagegen ein schwaches Herabsinken der Ionisation am Abend. v. Schweidler[4]), der am Mattsee nur im Sommer beobachtete, fand ebenfalls das vormittägige Minimum der Zerstreuung, aber ein fast über den ganzen wärmeren Teil des Tages sich erstreckendes Minimum

[1]) Gockel, Archiv d. sc. phys. et nat. 17 (4), 93 (1904); Phys. Ztschr. 4, 871 (1904). Met. Ztschr. 22, 97 (1905).
[2]) P. Zölss, Wien. Sitzb. 114 (2a), 183 (1905).
[3]) G. Simpson, Phys. Ztschr. 6, 270 (1905).
[4]) v. Schweidler, Wien. Sitzb. 114 (2a), 1705 (1905).

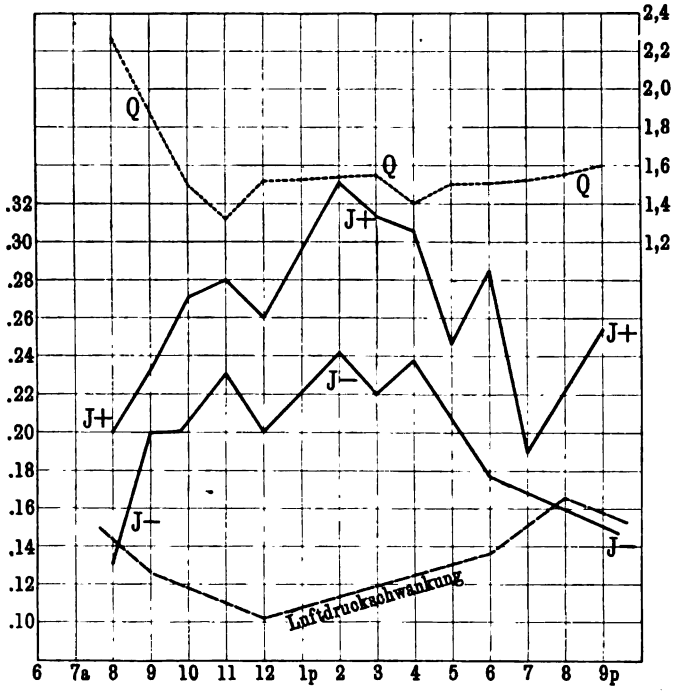
Digitized by Google

der Ionisation. (Anmerkung bei der Korrektur: Dasselbe Resultat wie v. Schweidler erhielt ich im verflossenen Juni.)

Auffallend erscheint die Geringfügigkeit der Veränderungen, die das Verhältnis Q im Laufe des Tages erleidet. Morgens und abends, zu welcher Zeit Nebel- und Dunstschichten die negativen Ionen ausfällen, steigt Q beträchtlich an. Eine schwächere Depression finden wir, ebenso wie bei dem Verhältnis q der Zerstreuungsgeschwindigkeiten gegen 11[a]; im übrigen aber bleibt Q fast während des ganzen Tages konstant. Tage mit Niederschlägen oder stärkerer Nebelbildung sind bei der Berechnung der Tabellen I bis III natürlich ausgeschlossen worden; an solchen Tagen ändert sich selbstverständlich Q sehr stark.

In die Fig 1 habe ich auch eine Darstellung des täglichen Barometerganges aufgenommen[1]), berechnet aus den Registrierungen der benachbarten Station Bern.

Fig. 1.



Es erscheint mir verfrüht, an die Zusammenstellung der Luftdruck- und Ionisierungskurven theoretische Betrachtungen anzuknüpfen. Aus der Ebertschen Theorie hat man zunächst gefolgert, daß auf das Maximum des Barometerstandes das Minimum der Ionisierung, auf das barometrische Minimum das Maximum der Ionisierung folgen müsse und zwar mit einer Verspätung von einigen Stunden. Mache[2]), der auch die Wegführung der Ionen durch Luftströmungen in Betracht zieht, folgert umgekehrt, daß auf das Maximum des Barometerstandes das Maximum der Ionisierung und auf das Minimum des Barometerstandes das Minimum der Ionisierung folgen müsse und zwar bei der hier vorhandenen doppelten täglichen Luftdruckperiode mit einer Verspätung von etwa drei Stunden. Mit meinen Beobachtungen stimmt diese Folgerung ziemlich gut überein[3]). Ich glaube aber, daß auch Mache noch nicht alle hier in Betracht kommenden Faktoren berücksichtigt hat. Der Gang des Barometers kann kein getreues Bild der Luftbewegung an einem bestimmten Punkte geben. Innerhalb einer Luftsäule, die als Ganzes genommen aufsteigt, sind auch auf begrenztem Raume absteigende Luftströme möglich. Wie aus den Untersuchungen Sassenfelds[4]) hervorgeht, herrscht in den untersten Schichten der Atmosphäre während der ganzen Nacht sowohl als auch während der ersten und letzten Tagesstunden Temperaturinversion. Solange diese dauert, wird ein lebhaftes Aufsteigen von Ionen aus dem Boden auch bei sinkendem Barometer kaum möglich

[1]) Die Ordinaten der Kurve geben die Größe der stündlichen Schwankung an.
[2]) H. Mache, Wien. Sitzb. 114 (2a), 1377 (1905).
[3]) Siehe die Luftdruckkurve Phys. Ztschr. 5, 253 (1904).
[4]) Sassenfeld, Meteor. Ztschr. 23, 24 (1906).

Digitized by Google

sein. Vielleicht erklärt zum Teil auch diese Erscheinung, warum auch an dunstfreien Orten — nach meinen Beobachtungen z. B. in Adelboden, Biscra usw. — die Zerstreuung nach Sonnenaufgang rasch zu- und vor Sonnenuntergang rasch abnimmt. In Betracht zu ziehen ist ferner die durch Luftströmungen bewirkte Verlagerung von Staubschichten. Schon Exner hat diese zur Erklärung der gegen Mittag eintretenden Depression des Potentialgefälles herbeigezogen. Daß Staub die Wiedervereinigung von Ionen begünstigt, hat Rutherford nachgewiesen. Der Einfluß des Staubes auf die Zerstreuungsgeschwindigkeit ist schon durch die ersten Zerstreuungsmessungen Elsters und Geitels bekannt geworden. Ich selbst fand bei regnerischer Witterung aber geringem Staubgehalt (etwa 1000 Teilchen im Cubikcentimeter) für I_+ den ungewöhnlich hohen Wert von 0.6, für I_- 0.45. Umgekehrt ergibt sich aus den Beobachtungen Maches in Delhi und den meinigen in der Oase Tougourt, daß der am Abend niedersinkende Staub die Ionisatition sehr beträchtlich herabsetzt. Auch die mittägige Depression der Ionisation mag teilweise durch Staub hervorgerufen werden. Luftdruckänderungen können ferner mit Änderungen der Windrichtung und Windstärke verbunden sein, welche Faktoren ihrerseits dann wieder die Ionisation beeinflussen können. Am Meeresufer und im Gebirge hat die tägliche Temperaturschwankung Luftströmungen im Gefolge, welche einen wesentlichen Einfluß auf die Ionisation ausüben. Auf dem Brienzer Rothorn z. B. bewirkt der im Laufe des Tages aufsteigende Luftstrom eine Herabsetzung des Ionengehaltes auf fast die Hälfte des am Morgen vorhandenen Betrages.

Angesichts dieser Kompliziertheit des Phänomens scheint mir eine Vermehrung des bis jetzt vorhandenen Beobachtungsmaterials die notwendige Bedingung für eine befriedigende Diskussion der bis jetzt erhaltenen Resultate zu sein. Ich möchte deshalb nur wenige Bemerkungen an die obige Darlegung meiner Resultate anknüpfen.

Mit der Annahme, daß die gegen Mittag eintretende Erniedrigung des Ionengehaltes zum Teil durch den in die Höhe geführten Staub bedingt wird, steht die Tatsache in gutem Einklang, daß im Sommer sich diese Erniedrigung über mehrere Stunden erstreckt. Daß ferner in Karasjok (Lappland), wo Konvektionsströme infolge von Bodenerwärmung nur eine unbedeutende Rolle spielen konnten, die Ionisierung im Laufe des Tages ziemlich stabil blieb, steht ganz im Einklang mit meinen obigen Ausführungen.

Verhältnis der beiden Ionenarten. Sowohl die Messungen mit dem Aspirations- als auch die mit dem Zerstreuungsapparat ergeben bei klarem Himmel fast durchweg einen Überschuß positiver Ionen. Es ist behauptet worden, daß dieses Resultat durch die Aufstellung der Apparate, die selbst ein elektrisches Feld erzeugen, beeinflußt sei. Ich habe deshalb in den letzten Monaten eine Anzahl Zerstreuungsmessungen in der folgenden Weise angestellt. In einer innen mit Stanniol ausgekleideten Kiste von 150 cm Höhe und 30×30 cm innerer Grundfläche, welche zum Teil in den Boden des zu meiner Wohnung gehörigen Gartens eingegraben war, hing ein Zerstreuungskörper. Der Aufhängedraht führte durch eine kleine Öffnung im Deckel der Kiste zu einem Elster- und Geitelschen Isolierhaken in der von mir früher beschriebenen Form[1]) und von dort zum Elektroskop. Zuleitungsdraht und Elektroskop waren durch eine über sie gesetzte, nur an einer Seite geöffnete kleine Kiste dem Einfluß des Erdfeldes ebenfalls entzogen. Die Einrichtung hatte zwar den Nachteil, daß zwei isolierende Stellen da waren, die Hart-

[1]) Gockel, Phys. Ztschr. 6, 328 (1905).

Digitized by Google

gummistange, die den Draht hielt, und der Bernsteinstopfen des Elektroskopes; sie bewährte sich aber besser als eine von mir zuerst versuchte Anordnung, bei der ein isolierter Stift, welcher durch den Fuß des direkt auf die große Kiste gesetzten Elektroskopes ging, den Aufhängedraht des Zerstreuungskörpers trug. Der Isolationsfehler sowie diejenige Elektrizitätsmenge, welche von dem außerhalb der großen Kiste befindlichen Teile des Drahtes entweicht, ist bei der von mir gewählten Anordnung leicht zu bestimmen. Auf die Abhängigkeit der Zerstreuungsgeschwindigkeit innerhalb der Kiste von meteorologischen Faktoren, speziell Luftdruck, werde ich in einer späteren Mitteilung zurückkommen. Ich möchte vorläufig bloß bemerken, daß ich q, das Verhältnis der Zerstreuungsgeschwindigkeit $\frac{a-}{a+}$ im Mittel $= 1.2$ fand. Da die Beweglichkeit der negativen Ionen größer ist als die der positiven, so müssen die letzteren in der in der Kiste sich ansammelnden Bodenluft in bedeutendem Überschuß vorhanden sein. Dieses Resultat steht im Einklang mit der Theorie von Ebert und den Resultaten der Messungen, die Hr. Endrös[1]) auf Eberts Veranlassung angestellt hat.

Freiburg (Schweiz). April 1906.

Prof. J. Wiesners Beobachtungen über die photochemische Intensität der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung während der partiellen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 zu Friesach in Kärnten.

Die nachfolgenden Beobachtungen wurden von Hofrat J. Wiesner nach seiner photochemischen Methode ausgeführt, welche in erster Linie für pflanzenphysiologische Zwecke von ihm und anderen benutzt wird. Doch hat er sie auch insoweit zu lichtklimatischen Beobachtungen angewendet, als es ihm für botanische Fragen nötig erschien. Gelegentlich der Sonnenfinsternis am 30. August 1905, zu welcher Zeit Prof. Wiesner sich zu Friesach in Kärnten aufhielt, benutzte er seine Methode, um einige vergleichende Beobachtungen über die Stärke des diffusen Himmels- und des direkten Sonnenlichtes vor, während und nach der Sonnenfinsternis anzustellen.

Er gelangte hierbei zu dem unerwarteten und ihm geradezu paradox erscheinenden Resultate, daß die Intensität des diffusen Himmelslichtes während der Sonnenfinsternis stärker abnahm als jene des direkten Sonnenlichtes. Früher angestellte Beobachtungen über dieses Verhältnis waren ihm unbekannt, und gerade die Meinung, daß derartige Beobachtungen bisher noch nicht angestellt wurden, bewogen ihn, die nachfolgend mitgeteilten Versuche durchzuführen.

Nachdem Herr Prof. Wiesner sich nicht kompetent fühlt, der Sache auf den Grund zu kommen, da dieselbe in die kosmische Physik hineinschlägt, so ersuchte er mich, die von ihm gefundenen Beobachtungswerte zu prüfen und zu diskutieren. Ich komme dieser Aufforderung um so lieber nach, als meines Wissens bei der genannten Sonnenfinsternis von keiner Seite derartige Beobachtungen angestellt wurden.

---

[1]) Ebert, Phys. Ztschr. 6, 828 (1905).

Digitized by Google

Wie bekannt, wird bei Wiesners Methode die Zeit gemessen, welche erforderlich ist, damit ein lichtempfindliches Papier bestimmter Sorte, das der Sonnenstrahlung bzw. der Strahlung des ganzen Himmels ausgesetzt ist, die Farbe eines festgesetzten Normaltones annimmt. Die nähere Beschreibung dieser Messungsmethode findet man in der Abhandlung: J. Wiesner, Beiträge zur Kenntnis des photochemischen Klimas des Yellowstonegebietes. Denkschr. d. Wien. Akad. 80, 1906.

Die Intensitäten der Strahlungen werden stets in relativen Maßen angegeben. Die Stärke der Sonnenstrahlung sei S, die der Himmelsstrahlung H. Die Sonnenfinsternis begann zu Friesach am 30. August 1905 um $1^{p}16$, erreichte um $2^{p}26$ ihr Maximum und endete um $3^{p}36$ mitteleuropäischer Zeit.

J. Wiesner beobachtete während dieser Zeit die Werte der Strahlungen S und H, welche in den entsprechenden Kolonnen der nachstenden Tabelle enthalten sind.

Tabelle I.

Zeit	S	H	$\frac{S}{H}$	$S+H$	Zeit	Temp. °C	Bew.
$1^{p}0$	—	—	—	0.981	12^{m}	16.2	2
16	0.476	0.412	1.15	.888	$12^{p}30$	16.8	1
24	.428	.189	2.64	.617	1 0	17.0	1
42	.381	.190	2.00	.571	15	17.6	1
44	.398	.173	2.29	.571	30	17.6	1
54	.308	.168	1.83	.476	40	17.3	1
2 0	.327	.173	1.88	.500	2 0	17.2	1
12	.250	.150	1.66	.400	6	16.7	1
15	.140	.082	1.80	.222	15	15.9	1
23	.162	.060	2.70	.222	25	14.3	1
26	.143	.067	2.13	.210	53	14.8	0
44	.137	.076	1.80	.213	3 10	16.7	0
3 0	.206	.114	1.80	.320	24	17.3	0
10	.247	.126	1.96	.373	45	17.0	1
24	.284	.186	1.52	.470	4 0	16.5	1
4 0	.318	.203	1.56	.521	15	16.3	1
					30	16.2	1

Da J. Wiesner aus diesen Beobachtungen das Verhältnis der Intensität der Sonnenstrahlung zur diffusen Strahlung des Himmels (in der Kolonne $\frac{S}{H}$ obiger Tabelle) sehr variabel während der Finsternis fand und unter den angeführten Verhältniszahlen auch einige ganz auffallend hohe Werte vorkamen, machte er am 31. August, an welchem wie am 30. vorwiegend heiteres Wetter war, Vergleichsmessungen der Größen S und H, die in folgender Tabelle gegeben sind:

Tabelle II.

Zeit	S	H	$\frac{S}{H}$	$S+H$	Bew.
7^{a}	0.110	0.156	0.71	0.266	0
8	.308	.249	1.24	0.557	0
9	.400	.340	1.18	0.740	1
10	.545	.364	1.50	0.909	3
11	.632	.421	1.50	1.053	5
12^{m}	.750	.470	1.60	1.220	4
1^{p}	.628	.400	1.57	1.028	7
2	.499	.389	1.28	0.888	6
3	.359	.275	1.31	0.634	5
4	.309	.210	1.44	0.517	4
5	.244	.200	1.22	0.444	3
6	.055	.085	0.64	0.140	2
6 20	.016	.050	0.32	0.066	1

Die Gesamtintensität der Strahlung von Sonne und Himmel auf eine horizontale Fläche ist in den Tabellen I und II in den Kolonnen $S + H$ enthalten.

Während der Finsternis beobachtete J. Wiesner auch den Gang der Lufttemperatur mittels eines Assmannschen Aspirationspsychrometers, ferner die Inten-

Digitized by Google

sität der Bewölkung (in Zehnteln der Himmelsfläche) und die Sonnenhelligkeit derart, daß Trübung der Sonnenstrahlung durch vorüberziehende Wolken notiert wurde. Während sämtlicher Beobachtungstermine am 30. und 31. August war die Sonne ganz frei, so daß von diesbezüglichen Anmerkungen abgesehen werden kann.

Im rechten Teile der Tabelle I sind die zu etwas anderen Zeiten gemessenen Lufttemperaturen und Bewölkungsziffern vom 30. August wiedergegeben, in Tabelle II die letzteren vom 31. August.

Dies sind die Beobachtungen J. Wiesners.

Trägt man das Verhältnis $\frac{S}{H}$ aus Tabelle I in einer Kurve auf, indem als Abszisse die Zeit, als Ordinate die Größe $\frac{S}{H}$ genommen wird, und mißt planimetrisch den Flächeninhalt aus, welchen jenes Kurvenstück mit der Abszissenachse einschließt, das sich auf die Zeit der Sonnenfinsternis, d. i. von $1^h 16$ bis $3^h 36$ bezieht, so kann man aus dieser Fläche den Mittelwert von $\frac{S}{H}$ während der Sonnenfinsternis berechnen. Dieser Mittelwert wird zu 1.88 gefunden. Aus Tabelle II kann man in einfacher Weise den Mittelwert von $\frac{S}{H}$ am 31. August für die Zeit zwischen 1 und 4^p ermitteln und mit obigem vergleichen. Man findet für den 31. August: $\frac{S}{H} = 1.50$, dieses Verhältnis also bedeutend kleiner an dem der Sonnenfinsternis folgenden Tage als am 30. August selbst, zu denselben Tageszeiten.

Es scheint mithin die Intensität des diffusen Himmelslichtes während der Sonnenfinsternis stärker abgenommen zu haben als jene des direkten Sonnenlichtes, ein beim ersten Anblick recht auffallendes Resultat. Ein Überblick über die Kolonne $\frac{S}{H}$ in Tabelle I läßt nun allerdings sehr große Schwankungen dieses Verhältnisses während der Sonnenfinsternis erkennen, so daß der berechnete Mittelwert keinen Anspruch auf große Genauigkeit erheben kann. Doch beträgt die Zunahme von $\frac{S}{H}$ während der Finsternis gegenüber dem Werte am darauffolgenden Tage immerhin 25 Proz., auch ist zum Schlusse der Finsternis ein Absinken von $\frac{S}{H}$ deutlich zu erkennen, so daß der Erscheinung kaum die Realität abzusprechen ist.

Das Ergebnis dieser Messungen steht nun auch in Übereinstimmung mit Beobachtungen von Kapitän John Herschel in Jamkhandi (Indien) während der Sonnenfinsternis vom 18. August 1868 und ähnlichen von H. E. Roscoe und T. E. Thorpe in Catania während der Finsternis vom 22. Dezember 1870[1]). Hier handelte es sich um totale Verfinsterungen, während jene vom 30. August in Friesach nur etwa $^3/_4$ der Sonnenscheibe verdunkelt zeigte. Roscoe und Thorpe fanden gleichfalls zu Anfang der totalen Finsternis eine stärkere Abnahme des diffusen Himmelslichtes als der direkten Sonnenstrahlung. Sie gaben auch schon eine kurze Erklärung für die Erscheinung: „Die rasche Abnahme der chemischen Wirkung des diffusen Tageslichtes im ersten Teile der Finsternis ist ohne Zweifel dem dunkeln Mondkörper zu verdanken, der das Licht von dem intensiv strahlenden Teile des Himmels abfängt, welcher auf der einen Seite der Sonnenscheibe liegt."

[1]) On the measurement of the chemical intensity of total daylight made at Catania. Phil. Transact. 1871, p. 467; über Herrschels Beobachtungen daselbst.

Digitized by Google

Man kann sich den Vorgang hiernach in folgender Weise vorstellen: Ehe der Mond noch die Sonnenstrahlen von einem bestimmten Punkte der Erde, dem Beobachtungsorte, abfängt, wird schon ein Teil des Luftkörpers, dessen Strahlung für das diffuse Himmelslicht des Beobachtungsortes in Betracht kommt, in den Mondschatten gekommen sein, und zwar je nach dem Stande der Sonne in ziemlich beträchtlicher Höhe über dem Horizont, wo die diffuse Strahlung groß ist. Hierdurch wird die letztere schon zu einer Zeit verkleinert werden, wo die Sonnenstrahlung am Beobachtungsorte noch ihren vollen Wert hat. Also kurz vor der Finsternis wird das Verhältnis $\frac{S}{H}$ bereits größer sein als normal und in gleicher Weise auch kurz nach der Finsternis. Es beginnt sodann die Verfinsterung, während welcher die direkte und die diffuse Strahlung abnehmen. Haben wir es mit einer totalen Sonnenfinsternis zu tun, so wird im Momente der Totalität die Sonnenstrahlung Null sein, die diffuse Strahlung aber erfahrungsgemäß noch einen endlichen Wert haben. Das Verhältnis $\frac{S}{H}$ wird somit dann zu Null. Nachdem dasselbe nun zum Beginn der Finsternis übernormal, im Momente der Totalität aber Null ist, muß es bei einem gewissen Grade der Verfinsterung durch den normalen Wert hindurchgehen. Nach der Totalität wird $\frac{S}{H}$ denselben Gang in umgekehrter Weise haben. Bei einer partiellen Finsternis wird der mittlere Teil dieses Ganges wegfallen. Vom Grade der partiellen Verfinsterung muß es abhängen, ob beim Maximum derselben $\frac{S}{H}$ über dem normalen Werte bleibt oder schon unter ihn herabsinkt. Die Kurve $\frac{S}{H}$ müßte demnach zwei Maxima zeigen, in der Mitte aber ein je nach der vom Monde verdunkelten Fläche der Sonnenscheibe mehr oder weniger verflachtes Minimum.

Aus den Beobachtungen J. Wiesners für die partielle Finsternis vom 30. August in Friesach lassen sich diese beiden Maxima der Kurve $\frac{S}{H}$ allerdings nicht nachweisen. Ich versuchte nach den Messungen vom 31. August jene vom 30. August auf gleiche Sonnenhöhe zu reduzieren, um den täglichen Gang zu eliminieren, konnte aber den Verlauf der Kurve nicht viel verbessern. Eine starke Einsenkung derselben bemerkt man an den Zahlen der Tabelle I um die Zeit von $2^p 12$. Das Maximum der Verfinsterung hat aber nach Angabe des Direktors der Wiener Sternwarte, Herrn Hofrat Prof. Weiss, um $2^h 26$ stattgefunden, und ein Fehler in der Bestimmung mitteleuropäischer Zeit von 14 Minuten ist nicht gut anzunehmen.

Zur Feststellung dieser Frage werden daher noch andere Messungen nötig sein.

Es möge noch auf die Abnahme der Gesamtintensität der Strahlung $S + H$ während der Finsternis hingewiesen werden. Wir benutzen zum Vergleich die Messungen vom 31. August; $S + H$ hatte folgenden Verlauf:

	1^p	2^p	$2^p 26$	3^p	4^p
30. August	0.981	0.500	0.210	0.320	0.521
31. August	1.028	1.028	—	0.634	0.519

Interpolieren wir den Wert vom 31. August für $2^1/_2{}^p$, so ergibt sich ungefähr 0.83; durch die Finsternis wurde also die Gesamtintensität der Strahlung etwa um das Vierfache verringert, was recht gut übereinstimmt mit der Tatsache, daß $^3/_4$ der Sonnenscheibe verdunkelt waren.

Digitized by Google

Schließlich ist noch der Gang der Temperatur während der Finsternis (Tabelle I) zu erwähnen. Um $2^h 25$ betrug dieselbe 14.3^0 gegen 17.6^0 zu Beginn der Verfinsterung. Der Abfall ist demnach 3.3^0 C und wäre mit Berücksichtigung des nachmittägigen Temperaturanstieges noch größer.

Diese Beobachtungen geben also ein analoges Resultat für die partielle Sonnenfinsternis, wie J. Herschels und Roscoe und Thorpes Messungen es für Anfang und Ende einer totalen Finsternis gezeigt hatten. Es wäre wünschenswert, daß die Beobachtungen Wiesners die Anregung für weitere derartige Untersuchungen geben möchten. Felix M. Exner.

Beobachtungen über die neutralen Punkte von Babinet und Arago in den Jahren 1903 und 1904.

Von Dr. G. Sack in Lübeck.

Im März 1904 habe ich in dieser Zeitschrift einige Beobachtungen veröffentlicht, die ich vom September 1902 bis August 1903 über die Stellung der neutralen Punkte von Babinet und Arago in Lübeck angestellt hatte. Ich habe die Messungen bis in das Jahr 1905 hinein nach denselben Methoden fortgesetzt. Die Ergebnisse sind in den folgenden Tabellen nur für 1903 und 1904 zusammengestellt, da die Beobachtungen von 1905 zur Ableitung von Mitteln nicht zahlreich genug sind.

Die Tabellen I und II enthalten alle einzelnen Beobachtungen über den Babinetschen und den Aragoschen Punkt. Mit n, 5^0 Sonnenhöhe sind dabei alle Sonnenhöhen von n, 0^0 bis n, 9^0 zusammengefaßt, mit $-n$, 5^0 alle von $-n$, 1^0 bis $-n-1$, 0^0. Sind in solchem Zwischenraume mehrere Beobachtungen desselben neutralen Punktes angestellt, so ist das Mittel aus den Ergebnissen in die Tabelle aufgenommen.

Die Tabellen III und IV geben die Jahresmittel für 1903 und 1904 nach Beobachtungen des Herrn Busch in Arnsberg, deren Ergebnisse im Juni 1905 in dieser Zeitschrift abgedruckt sind, und nach meinen eigenen; um eine Vergleichung mit jener Arbeit zu erleichtern, habe ich dieselbe Reihenfolge gewählt wie dort Herr Busch. Damit die nebeneinandergestellten Zahlen auf gleicher Grundlage beruhen, habe ich für meine Jahresmittel nur von solchen Tagen die Beobachtungen benutzt, an denen ich die Bewölkung 0 aufgezeichnet habe. Ihre Anzahl beträgt 1903 für den Babinetschen Punkt 10, für den Aragoschen 9, 1904 für beide Punkte nur 4. Außer den Mitteln selbst sind in den beiden Tabellen noch die Änderungen der Abstände der neutralen Punkte bei einer Änderung der Sonnenhöhe um 1^0, für jedes Jahr die Unterschiede der Ergebnisse, welche die beiden Beobachter abgeleitet haben, und die Änderungen dieser Unterschiede von 1903 auf 1904 angegeben.

Herr Busch hat die Eigentümlichkeiten, welche die tägliche Wanderung der neutralen Punkte von Babinet und Arago während der Störung der optischen Erscheinungen der Atmosphäre in den Jahren 1903 und 1904 zeigte, eingehend in der angeführten Abhandlung geschildert. Meine Ergebnisse bestätigen durchaus seine Schlüsse; nur zwei Punkte bedürfen der Klarstellung.

1. Der in meiner ersten Arbeit S. 110 unter 2 aufgestellte Satz, dessen Fassung nach Herrn Busch zu allgemein ist, muß schärfer so lauten: Als Wirkungen der

Digitized by Google

Tabelle I. Abstand des Babinetschen Punktes von der untergehenden Sonne in Graden.

Datum	Wirkliche Sonnenhöhe in Graden														Bemerkungen
1903	9.5	8.5	7.5	6.5	5.5	4.5	3.5	2.5	1.5	0.5	−0.5	−1.5	−2.5	−3.5	−4.5	
Sept. 1 . .	—	—	31.4	35.0	—	37.3	37.4	40.0	41.0	38.0	29.0	21.9	—	—	16.4	Einzelne Alto-Cumuli tief am Himmel.
„ 19 . .	—	34.5	36.4	37.7	37.6	38.6	39.8	41.0	—	39.6	—	28.3	—	—	—	Bewölkung 0.
„ 21 . .	—	35.3	34.5	35.6	35.8	36.8	38.0	38.9	38.9	37.9	31.0	23.9	20.3	—	—	Bewölkung 0.
1904																
Jan. 27 . .	—	—	—	37.4	37.9	37.6	38.6	38.6	39.4	39.2	33.9	28.6	19.3	—	—	Einzelne Cirri, zuletzt W Wolkenbank.
März 25 . .	31.5	33.8	34.6	35.7	35.7	—	37.4	38.5	38.8	36.8	28.9	22.6	—	—	—	Ganz einzelne Cumuli niedrig im W.
„ 28 . .	37.0	—	37.6	—	36.2	38.2	39.1	40.1	40.1	41.1	35.5	29.9	—	—	—	Cumuli im Horizont W.
April 19 . .	—	—	—	—	—	—	—	37.4	38.4	36.2	33.2	26.6	23.4	18.3	—	Bewölkung 0.
„ 24 . .	—	28.6	—	31.2	33.8	—	36.3	35.6	35.4	37.4	34.2	30.5	25.4	—	—	Einzelne Cumuli.
Mai 15 . .	—	—	—	30.0	—	30.6	31.9	31.6	33.6	33.8	32.4	27.5	—	—	—	Eine kleine Cumuluswolke.
„ 31 . .	—	—	—	—	—	31.4	—	33.6	33.8	33.7	32.6	25.3	20.8	—	—	Bewölkung 0.
Juni 5 . . .	—	—	—	—	—	29.2	30.3	31.3	32.5	31.7	30.7	27.3	25.6	23.7	—	Bewölkung 0.
„ 11 . . .	—	—	—	—	—	—	33.2	34.5	34.3	34.1	30.8	26.6	24.9	—	21.4	Einzelne Cumuli am Horizont SE.
Juli 6 . . .	—	—	—	—	—	—	30.2	30.5	31.3	32.5	30.7	28.6	29.0	28.4	23.5	Wenige Alto-Cumuli.
Sept. 6 . .	—	—	—	—	—	—	28.9	30.0	31.9	33.1	29.6	28.8	27.3	—	22.2	Bewölkung 0.

Tabelle II. Abstand des Aragoschen Punktes vom Gegenpunkte der untergehenden Sonne in Graden.

1903														
Sept. 1 . .	—	—	28.3	—	28.4	29.0	—	28.8	28.2	26.2	21.3	20.4	—	—	21.9
„ 19 . .	—	28.2	28.0	—	27.7	28.7	28.5	28.2	28.1	27.1	23.1	21.3	22.3	—	21.9
„ 21 . .	27.9	28.4	28.3	28.1	29.1	—	27.9	29.0	—	26.8	24.8	21.0	—	24.1	—
1904															
Jan. 27 . .	—	—	—	28.4	28.0	28.3	28.3	27.3	27.4	26.6	24.0	19.2	17.5	18.1	—
März 25 . .	—	26.9	28.5	—	27.6	—	28.7	27.7	26.5	26.5	23.6	—	18.5	18.7	19.7
„ 28 . .	—	26.9	29.0	—	28.6	27.8	27.8	—	26.6	25.6	22.0	—	—	18.5	—
April 19 . .	—	—	—	—	—	—	—	28.3	26.3	25.5	23.5	20.7	20.4	20.4	—
„ 24 . .	29.3	29.1	—	28.5	29.0	—	28.2	27.1	26.8	26.2	22.1	20.3	19.7	19.3	—
Mai 15 . .	—	—	—	—	26.3	25.6	25.7	26.5	—	24.5	23.0	21.1	22.3	22.4	23.5
„ 31 . .	—	—	—	—	—	—	—	26.7	25.9	25.3	23.2	21.4	21.4	21.1	23.3
Juni 5 . . .	—	—	—	—	—	—	25.2	25.4	24.4	24.6	22.6	21.5	23.2	22.5	22.5
„ 11 . . .	—	—	—	—	—	—	—	26.5	26.7	25.8	24.6	22.4	22.2	22.2	22.2
Juli 6 . . .	—	—	—	—	—	—	25.8	25.2	25.4	25.3	24.4	23.5	23.7	23.7	23.7
Sept. 6 . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26.7	24.5	22.4	22.5	—	22.7

Tabelle III. Jahresmittel der Abstände des Babinetschen Punktes von der Sonne in Graden.

Wirkliche Sonnenhöhe in Graden	1903					1904					Änderung der Differenz von 1903 auf 1904
	Nach Sack		Nach Busch		Differenz	Nach Sack		Nach Busch		Differenz	
9.5	34.5	2.0	33.3	0.5	1.2	—	—				
8.5	36.5	0.8	33.8	1.5	2.7	—	—				
7.5	37.3	1.2	35.3	1.4	2.0	—	—				
6.5	38.5	2.1	36.7	1.3	1.8	—	—				
5.5	40.6	0.1	38.0	2.1	2.6	—	—				
4.5	40.5	1.0	40.1	1.9	0.4	30.3	−0.7	29.9	0.0	0.4	0.0
3.5	41.5	1.5	42.0	0.8	−0.5	29.6	3.5	29.9	2.1	−0.3	−0.2
2.5	43.0	0.7	42.8	−0.7	0.2	33.1	1.1	32.0	−0.3	1.1	−0.9
1.5	43.7	−2.1	42.1	−3.4	1.6	34.2	−0.5	31.7	−0.4	2.5	−0.9
0.5	41.6	−6.8	38.7	−6.9	2.9	33.7	−2.2	31.3	−2.4	2.4	0.5
−0.5	34.8	−7.5	31.8	−8.0	3.0	31.5	−4.5	28.9	−3.2	2.6	0.4
−1.5	27.3	−6.3	23.8	−4.5	3.5	27.0	−2.7	25.7	−1.9	1.3	2.2
−2.5	21.0	−2.7	19.3	−1.6	1.7	24.3	−3.3	23.8	−0.3	0.5	1.2
−3.5	18.3		17.7		0.6	21.0	1.2	23.5	−2.9	−2.5	3.1
−4.5	—					22.2		20.6		1.6	

Ausbrüche der westindischen Vulkane erkennt man beim Babinetschen Punkt eine erstaunliche Zunahme seines größten Abstandes von der Sonne und beim Aragoschen eine Abnahme seines kleinsten Abstandes vom Gegenpunkte der Sonne. In diesem Sinne war übrigens der Satz auch ohne die durch den Druck hervorgehobenen Worte gemeint, wie die näheren Ausführungen S. 111 und 112 erkennen lassen.

Digitized by Google

Tabelle IV. Jahresmittel der Abstände des Aragoschen Punktes vom Gegenpunkte der Sonne in Graden.

Wirkliche Sonnenhöhe in Graden	1903					1904					Änderung der Differenz von 1903 auf 1904
	Nach Sack		Nach Busch		Differenz	Nach Sack		Nach Busch		Differenz	
9.5	27.9	2.4	29.8	— 0.9	— 1.9	—	—	—	—	—	—
8.5	30.3	— 0.4	28.9	— 0.9	1.4	—	—	—	—	—	—
7.5	29.9	0.4	28.0	1.6	1.9	—	—	—	—	—	—
6.5	30.3	0.2	29.6	0.4	0.7	—	—	—	—	—	—
5.5	30.5	0.2	30.0	0.0	0.5	—	—	—	—	—	—
4.5	30.7	— 0.4	30.0	0.0	0.7	—	—	—	—	—	—
3.5	30.3	0.0	30.0	— 0.5	0.3	25.2	1.6	25.0	0.1	0.2	0.1
2.5	30.3	— 0.8	29.5	— 1.8	0.8	26.8	— 1.0	25.1	— 0.9	1.7	— 0.9
1.5	29.5	— 1.6	27.7	— 3.9	1.8	25.8	— 0.3	24.2	— 1.2	1.6	0.2
0.5	27.9	— 4.4	23.8	— 3.4	4.1	25.5	— 2.0	23.0	— 1.5	2.5	1.6
— 0.5	23.5	— 3.5	20.4	— 2.1	3.1	23.5	— 2.0	21.5	— 0.8	2.0	1.1
— 1.5	20.0	— 0.4	18.3	0.4	1.7	21.5	0.4	20.7	0.4	0.8	0.9
— 2.5	19.6	0.2	18.7	0.6	0.9	21.9	— 0.6	21.1	— 0.2	0.8	0.1
— 3.5	19.8	0.6	19.3	1.2	0.5	21.3	1.5	20.9	0.7	0.4	0.1
— 4.5	20.4		20.5		— 0.1	22.8		21.6		1.2	— 1.3

Herr Jensen, der in den Beiblättern zu den Annalen der Physik über meine erste Arbeit berichtet, scheint den Satz in diesem Sinne aufzufassen, bezweifelt aber die Richtigkeit des zweiten Teiles. Doch wohl mit Unrecht! Denn für die ersten Monate nach dem Eintreten der optischen Störung der Atmosphäre habe ich die folgenden kleinsten Werte für den Abstand des Aragoschen Punktes vom Gegenpunkte der Sonne erhalten:

1902 November	Dezember	1903 Januar	Februar	März	April
22.0	—	19.6	—	18.8	15.2

Bestätigt wird der von mir gezogene Schluß jetzt noch dadurch, daß mit dem Rückgange der Störung vom Jahre 1903 auf 1904 der kleinste Wert wieder anwächst, nach Herrn Busch von 18.3 auf 20.7, nach mir von 19.6 auf 21.3, wie Tabelle IV zeigt. Das Verhalten ist, wie ich schon früher betont habe, um so auffälliger, als es im Widerspruch zu älteren Erfahrungen steht.

2. Herr Busch vergleicht die aus seinen Beobachtungen für 1903 abgeleiteten Jahresmittel mit den Mitteln, die er aus meinen Messungen vom Januar bis einschließlich August 1903 berechnet hat, und findet Unterschiede bis zu 5.2° beim Babinetschen Punkte. Eine Erklärung für diese Abweichungen sucht er in dem Umstande, daß seine Beobachtungen nur bei wolkenlosem Himmel, meine dagegen nicht immer bei wolkenfreiem Himmel gemacht sind. Daß dieser Umstand wirklich von Einfluß ist, folgt daraus, daß in den Tabellen III und IV, welche meine Jahresmittel für unbewölkten Himmel geben, die größte Differenz zwischen unseren Mittelwerten nur 3.5° beträgt. Aber es bleiben noch Unterschiede bestehen. Meiner Meinung nach kann man daraus nicht mit Sicherheit auf eine tatsächliche Verschiedenheit der Stellung der neutralen Punkte an den beiden Beobachtungsorten Arnsberg und Lübeck schließen. Das ergibt sich aus folgenden Erwägungen.

Die Jahresmittel für 1903 sind aus Einzelwerten abgeleitet, die in Arnsberg ganz anders über den Zeitraum des Jahres verteilt sind als in Lübeck. Zwar hat Herr Busch leider nicht angegeben, von welchen Tagen die Beobachtungen stammen, die er zur Bildung der Jahresmittel verwendet hat; aber bei der großen Zahl von 26 Beobachtungen ist wohl anzunehmen, daß sie sich über alle Monate erstrecken. Meine Messungen dagegen umfassen nur die Monate vom Januar bis September, also das letzte Vierteljahr nicht mehr, in dem die optische Störung der Atmosphäre schon angefangen hat zurückzugehen. Daß eine verschiedene Grundlage wirklich verschiedene Mittelwerte bedingt, hat eine einfache Rechnung erwiesen, deren genaue

Digitized by Google

Ergebnisse ich unterdrücke. Ich habe aus allen meinen Beobachtungen vom Januar bis September Mittel abgeleitet und mit den Mitteln verglichen, die Herr Busch aus allen meinen Beobachtungen vom Januar bis August berechnet hat, die allein ihm zur Zeit der Abfassung seiner Arbeit zur Verfügung standen, und es hat sich gezeigt, daß schon durch die geringe Zahl von drei Septemberbeobachtungen die Mittelwerte aus den übrigen 34 Bestimmungen etwas herabgedrückt werden. Daher ist zu vermuten, daß die Lübecker Mittelwerte für 1903 bei gleichmäßig über das ganze Jahr ausgedehnten Beobachtungen geringere Abweichungen von den Arnsberger zeigen würden, als die in Tabelle III und IV. Ähnliches gilt für 1904. Eine örtliche Verschiedenheit in der Stellung der neutralen Punkte ist also fraglich. Für eine solche spricht höchstens der Umstand, daß sich die Differenz zwischen den Arnsberger und Lübecker Werten von 1903 auf 1904 im allgemeinen wenig ändert, wie die letzte Spalte von Tabelle III und IV zeigt.

Demnach bleibt die Frage offen: Ist die Stellung der neutralen Punkte von Babinet und Arago örtlich verschieden? Zu entscheiden ist sie dadurch, daß einige Jahre hindurch an mehreren Orten gleichzeitig Messungen angestellt werden, und es ist wünschenswert, daß eine Verabredung mehrerer Beobachter in diesem Sinne zustande kommt.

Lübeck, im Mai 1906.

Über Winddrehungen in Kalocsa.

Von J. Fényi S. J.

Gestützt auf theoretische Erwägungen hat Dr. Sprung das Gesetz ausgesprochen, daß der Wind in den Vormittagsstunden vorherrschend positiv, am Nachmittage negativ abdrehen müsse und hat dieses Gesetz in zahlreichen Terminbeobachtungen auch bestätigt gefunden. Als positive Drehungen sind hierbei jene zu verstehen, welche von N über NE usw. erfolgen. Dem Gesetze wurde widersprochen und auch Zählungen der Winddrehungen entgegengestellt, welche an registrierten Beobachtungen ausgeführt wurden, die an zahlreichen Stationen überall ein Vorherrschen positiver Drehungen den ganzen Tag hindurch aufwiesen. Ein entscheidendes Wort in dieser Frage kommt bloß Registrierbeobachtungen zu, welche an Orten ausgeführt sind, welche von allen den Wind beeinflussenden örtlichen Eigentümlichkeiten frei, die allgemeinen Gesetze des Windes ungestört zur Kenntnis bringen. Da sich Kalocsa einer solchen ausgezeichneten Lage erfreut, so wurde schon in den 80er Jahren am Observatorium ein registrierendes Robinsonsches Anemometer eingerichtet und namentlich mit der Absicht, in dieser Frage Aufschluß zu erhalten, eine Zählung der Winddrehungen vorgenommen. Schon das erste Beobachtungsjahr 1888 lieferte eine sehr schöne Bestätigung des Sprungschen Gesetzes. Die Resultate wurden in dieser Zeitschrift, Jahrgang 1890, S. 85, mitgeteilt; die vollständigen Beobachtungen sind in der Publikation der Sternwarte des Haynaldobservatoriums, Heft V, abgedruckt, wo auch eine ausführliche Beschreibung der Lage, des Instrumentes und der Methode der Beobachtung zu finden ist.

Kalocsa liegt auf der großen ungarischen Tiefebene weit vom Meere, von Gebirgen, ja selbst von mäßigen Erhebungen entfernt. Die Gegend ist gleichmäßig

Digitized by Google

bebaut; es gibt hier keine ausgedehnten Wälder, keine großen Wasserflächen; die 4 km entfernte Donau hat tatsächlich keinen Einfluß auf die Winde von Kalocsa. Das Anemometer ist über dem Dache des Gymnasiums aufgestellt, 20 m über dem Boden, es überragt weit die zumeist ebenerdigen Gebäude des Städtchens. Es wurden nur acht Richtungen abgelesen und alle Drehungen bis 135° mitgezählt. Zu vorliegendem Zwecke wäre es allerdings besser gewesen, 16 Richtungen abzulesen, da ja kraft des Sprungschen Gesetzes der Wind nur höchstens um 30° abdrehen kann; demgemäß hätten auch alle Drehungen über 45° von der Zählung ausgeschlossen werden können, weil, wenn der Wind infolge einer Änderung in der Wetterlage innerhalb einer Stunde um 90° seine Richtung ändert, der Sinn der Drehung durch etwaige Mitwirkung des Sprungschen Gesetzes nicht geändert werden kann. Durch das Mitzählen der höheren Drehungen wurde indessen das Resultat keineswegs gefälscht oder entstellt; namentlich schon deshalb nicht, weil in der folgenden Bearbeitung die Drehungsverhältnisse nicht durch Prozente, sondern durch die Differenzen der positiven und negativen Drehungen dargestellt werden. Es entspricht diese Darstellung auch der Natur des Problems, da die Drehungen nach dem Sprungschen Gesetze von den Drehungen überhaupt ganz unabhängig sind, nicht als Funktion derselben angesehen werden dürfen. Es wäre auch zweckmäßig gewesen, die Drehungen schwacher Winde, welche noch nicht 3 km in der Stunde durchlaufen, auszuschließen, weil solche ein ganz bedeutungsloses Schwanken der Luft über dem Beobachtungsorte darstellen, ganz besonders aber in den vorliegenden Beobachtungen, weil die Windfahne in Kalocsa sehr träge ist, bei so schwachen Winden überhaupt nicht richtig sich einzustellen pflegt. Auch diese Fälle führten einen unnützen Zahlenballast in die Rechnung ein.

Es liegt uns nun das Beobachtungsmaterial von 10 Jahren vor, von 1896 bis einschließlich 1905, dessen Resultate in bezug auf die Drehungen nach dem Sprungschen Gesetze in folgendem mitgeteilt werden. Es wurden auf die angegebene Weise im ganzen 10139 Drehungen gezählt, welche sich folgendermaßen verteilen, wobei die Zeit von Mitternacht bis Mittag als Vormittag genommen wurde.

	Vormittag	Nachmittag
	+ 2808	+ 2557
	— 2162	— 2594
Überschuß	+ 646	— 19

Das Sprungsche Gesetz ist also erfüllt. Die Richtigkeit dieses Ergebnisses wird dadurch über allen Zweifel gestellt, daß das Gesetz auch in allen Teilepochen für sich mit entsprechender Klarheit ausgedrückt erscheint.

Folgende Tabelle zeigt, daß auch in den 20 Halbjahren am Vormittage immer die positiven Drehungen in Überzahl sind, mit der einzigen Ausnahme des Winterhalbjahres von 1901. Als Sommerhalbjahr wurde die Zeit vom 1. April bis 1. Oktober angenommen. An den Nachmittagen kommt es nicht in derselben Weise zum Ausdrucke, indem ebensovielmal die positiven Drehungen vorherrschen, als die negativen. Bilden wir aber die Summen, so erhalten wir Sommer und Winter einen Überschuß negativer Drehungen. Die Differenzen, auf welche sich dieses Ergebnis stützt, dürften numerisch als zu geringfügig erscheinen im Vergleich mit der großen Zahl der Drehungen überhaupt; nicht so aber, wenn wir beachten, daß so viele nicht zur Sache gehörige Drehungen mitgezählt wurden und überdies, daß an manchen Tagen das Gesetz nicht zur Wirksamkeit gelangen kann, weil überhaupt im Laufe des Tages keine Temperaturerhöhung stattfindet, oder Schwankungen, welche mit

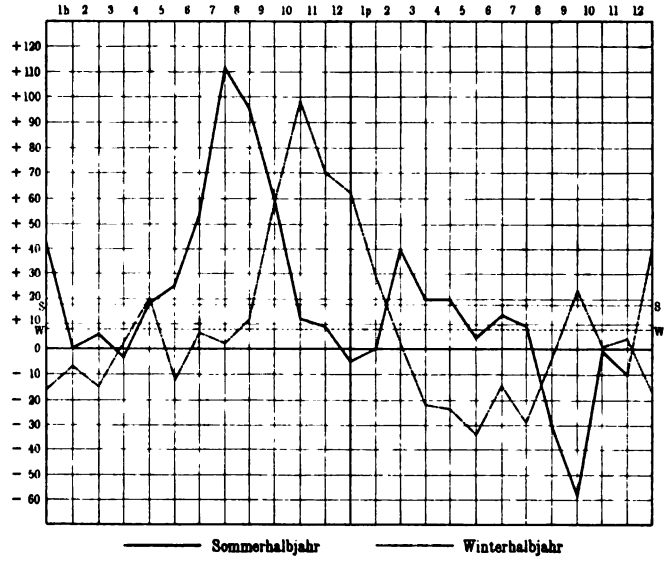
Digitized by Google

der Insolation im Widerspruche stehen. Es bleiben schließlich nur wenige Tage übrig, an welchen das Gesetz sich zeigen kann.

	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Summe
Sommer, vormittags . .	+ 108	110	131	180	191	183	172	156	169	163	1563
„ „ . .	— 86	83	94	137	114	114	130	141	125	109	1133
Überschuß	+ 22	+ 27	+ 37	+ 43	+ 77	+ 69	+ 42	+ 15	+ 44	+ 45	+ 430
Sommer, nachmittags . .	+ 67	94	116	157	150	176	173	134	162	173	1402
„ „ . .	— 90	85	126	200	157	154	141	143	153	155	1404
Überschuß	— 23	+ 9	— 10	— 43	— 7	+ 22	+ 32	— 9	+ 9	+ 18	— 2
Winter, vormittags . . .	+ 87	90	106	148	144	124	139	143	146	118	1245
„ „ . . .	— 61	76	99	104	114	128	123	99	112	113	1029
Überschuß	+ 26	+ 14	+ 7	+ 44	+ 30	— 4	+ 16	+ 44	+ 34	+ 5	+ 216
Winter, nachmittags . .	+ 76	88	110	140	121	119	117	131	142	129	1173
„ „ . .	— 62	84	119	126	147	137	109	137	144	125	1190
Überschuß	+ 14	+ 4	— 9	+ 14	— 26	— 18	+ 8	— 6	— 2	+ 4	— 17

Gründliche Einsicht in die Natur der Erscheinung gewinnen wir, wenn wir in die Untersuchung der täglichen und jährlichen Periode derselben eingehen. Die Tabellen auf S. 354 u. 355 enthalten das gesamte bezügliche Beobachtungsmaterial.

Fig. 1.



Nach diesen Tabellen bildete ich den Überschuß der Drehungen für jede Tagesstunde, getrennt für Sommer- und Winterhalbjahr und zeichnete nebenstehende Kurve (Fig. 1), in welcher die positiven Überschüsse nach oben, die negativen nach unten aufgetragen sind.

Der kräftige Überschuß der positiven Drehungen vormittags ist in die Augen springend; doch erstreckt sich die Wirksamkeit des Gesetzes nicht auf den ganzen Vormittag, sondern nur auf wenige Stunden: im Sommerhalbjahre von 6 bis 10^{a}, im Winterhalbjahre von 9^{a} bis 1^{p}. Diese Verschiebung steht im schönsten Zusammenhange mit dem Gange der Insolation. Es sind nicht die Stunden der Maxima der Temperatur, wo das Gesetz in Wirksamkeit tritt, sondern jene des größten Temperaturgradienten. Die ganze übrige Zeit erübrigt für die negativen Rückdrehungen. Daß diese nicht mit gleicher Kraft zum Ausdrucke gelangen, ist leicht erklärlich. Wir wissen, daß der Wärmegradient in den Morgenstunden am größten ist; sobald die aufsteigenden Luftströme beginnen, sinkt die oben kräftiger strömende Luft mit ihrem ganzen Bewegungsmomente herab, der untere Wind wird augenblicklich seine Richtung ändern, und diese bei der Fortdauer der Strömungen nun beibehalten. Nicht so verhält es sich mit den Rückdrehungen, nachdem die aufsteigenden Ströme zur Ruhe gekommen sind. Es wird nicht nur dieser Zustand langsam eintreten, sondern auch dann noch eine Rückdrehung im Sinne des unteren Gradienten nur

Digitized by Google

Positive Drehungen des Windes im Sommerhalbjahre.

Stunden	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Summen
12— 1	9	9	11	22	18	11	11	12	11	14	128
1— 2	4	7	3	9	9	14	10	6	12	7	81
2— 3	9	5	2	8	13	14	8	8	13	9	89
3— 4	7	0	3	13	16	10	9	12	11	7	88
4— 5	8	6	8	11	13	13	9	11	8	5	92
5— 6	6	9	6	13	10	9	11	6	14	10	94
6— 7	10	6	11	19	12	21	11	11	18	8	127
7— 8	7	12	15	17	32	20	30	18	19	20	190
8— 9	10	17	19	24	21	24	28	23	15	23	204
9—10	12	14	25	20	19	18	17	25	11	19	180
10—11	17	15	16	10	16	15	13	11	20	22	155
11—12	9	10	12	14	12	14	15	13	17	19	135
12— 1	7	12	9	17	15	10	18	11	16	20	135
1— 2	2	12	10	17	11	14	13	14	10	13	116
2— 3	3	10	13	15	11	23	24	15	23	26	163
3— 4	5	12	13	15	14	18	11	14	17	17	136
4— 5	12	11	12	18	15	20	20	16	17	11	152
5— 6	4	7	7	13	7	11	15	11	11	16	102
6— 7	10	6	7	15	10	14	19	12	7	15	115
7— 8	8	4	10	8	12	12	4	13	10	13	94
8— 9	2	3	7	4	10	18	7	4	13	11	79
9—10	6	7	6	13	12	12	9	9	10	11	95
10—11	6	4	14	11	18	9	15	8	18	10	113
11—12	2	6	8	11	15	15	18	7	10	10	102
Vormittag	108	110	131	180	191	183	172	156	169	163	1563
Nachmittag	67	94	116	157	150	176	173	134	162	173	1402
Summen	175	204	247	337	341	359	345	290	331	336	2965
Vormittag — Nachmittag	+ 41	+ 16	+ 15	+ 33	+ 41	+ 7	— 1	+ 22	+ 7	— 10	+ 161

Negative Drehungen im Sommerhalbjahre.

Stunden	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Summen
12— 1	7	7	6	10	8	9	7	16	7	8	85
1— 2	4	3	6	10	10	9	10	6	11	12	81
2— 3	11	6	8	10	11	7	10	6	8	6	83
3— 4	7	6	9	10	12	10	7	11	11	8	91
4— 5	1	2	4	14	10	6	13	7	6	11	74
5— 6	2	3	6	9	8	9	6	13	6	7	69
6— 7	3	6	8	11	3	5	12	10	11	5	74
7— 8	10	4	5	6	11	12	7	9	8	7	79
8— 9	8	7	10	17	12	4	10	15	14	11	108
9—10	14	14	11	11	9	12	21	13	8	7	120
10—11	13	13	8	14	9	15	15	23	20	13	143
11—12	6	12	13	15	11	16	12	12	15	14	126
12— 1	5	14	15	17	12	15	15	9	16	22	140
1— 2	4	9	9	17	13	11	12	12	14	15	116
2— 3	12	8	5	18	11	13	11	17	12	17	124
3— 4	6	7	14	11	13	11	14	10	17	13	116
4— 5	9	6	18	15	18	15	10	9	15	17	132
5— 6	8	1	4	14	13	13	17	14	8	6	98
6— 7	9	5	6	17	8	12	13	14	12	6	102
7— 8	7	10	3	12	6	10	5	13	8	11	85
8— 9	8	4	10	19	12	9	14	11	12	11	110
9—10	9	9	18	24	27	13	10	14	18	12	154
10—11	8	8	9	18	15	17	9	12	6	12	114
11—12	5	4	15	18	9	15	11	8	15	13	113
Vormittag	86	83	94	137	114	114	130	141	125	109	1133
Nachmittag	90	85	126	200	157	154	141	143	153	155	1404
Summen	176	168	220	337	271	268	271	284	278	264	2537
Vormittag — Nachmittag	— 4	— 2	— 32	— 63	— 43	— 40	— 11	— 2	— 28	— 46	— 271

langsam zur Wirksamkeit kommen. Wir sehen übrigens doch an beiden Kurven, daß sogleich auf das Maximum ein zwar minder scharfes, aber doch entschiedenes Minimum folgt. Merkwürdigerweise ist hingegen die Kurve für das Maximum im Sommer und Winter der Größe und der Form nach fast vollständig gleich, wo doch im Sommer eine viel häufigere, kräftigere Wirkung des Sprungschen Gesetzes zu erwarten war.

Digitized by Google

Positive Drehungen im Winterhalbjahre.

Stunden	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Summen
12— 1	8	9	8	13	8	11	7	8	9	6	87
1— 2	3	3	6	10	6	6	7	13	7	13	74
2— 3	7	5	7	5	7	7	9	9	4	7	67
3— 4	4	5	7	15	4	10	10	13	5	8	81
4— 5	5	9	8	8	18	8	8	10	11	4	89
5— 6	6	4	5	11	7	5	14	6	15	2	75
6— 7	10	8	9	7	12	5	7	7	7	10	82
7— 8	6	2	2	15	7	10	13	8	10	7	80
8— 9	7	8	4	13	9	14	13	14	21	14	117
9—10	14	16	15	12	21	14	16	18	17	18	161
10—11	8	12	19	15	31	16	16	20	20	10	167
11—12	9	9	16	24	14	18	19	17	20	19	165
12— 1	11	18	8	24	11	14	19	14	8	18	145
1— 2	12	9	13	17	14	3	12	18	10	14	122
2— 3	5	8	15	13	6	11	10	19	10	12	109
3— 4	5	8	10	11	16	10	10	7	9	10	96
4— 5	5	4	8	13	9	10	9	6	8	4	76
5— 6	7	4	2	15	10	7	8	6	15	7	81
6— 7	9	9	12	5	7	11	4	12	10	11	90
7— 8	5	6	11	9	5	10	2	9	14	9	80
8— 9	3	4	9	5	11	11	13	8	11	12	87
9—10	7	7	10	14	11	10	14	12	17	12	114
10—11	5	9	10	4	9	15	9	10	18	9	98
11—12	2	2	2	10	12	7	7	10	12	11	75
Vormittag	87	90	106	148	144	124	139	143	146	118	1245
Nachmittag	76	88	110	140	121	119	117	131	142	129	1173
Summen	163	178	216	288	265	243	256	274	288	247	2418
Vormittag — Nachmittag	+9	+2	−4	+8	+23	+5	+22	+12	+4	−11	+72

Negative Drehungen im Winterhalbjahre.

Stunden	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Summen
12— 1	7	8	10	12	15	11	12	6	11	11	103
1— 2	2	4	12	6	9	14	11	6	12	5	81
2— 3	8	6	2	13	7	9	6	11	9	11	82
3— 4	3	14	1	6	7	9	10	9	10	10	79
4— 5	4	2	8	8	7	12	7	6	3	12	69
5— 6	2	7	9	8	10	10	14	10	11	6	87
6— 7	3	4	4	8	15	8	8	5	13	8	76
7— 8	11	5	8	6	11	13	10	7	4	3	78
8— 9	6	8	10	14	7	13	11	13	9	15	106
9—10	7	7	11	6	6	17	12	10	11	17	104
10—11	3	2	14	4	7	6	12	9	6	6	69
11—12	5	9	10	13	13	6	10	7	13	9	95
12— 1	5	6	12	9	10	10	7	11	13	10	93
1— 2	2	8	10	12	12	4	9	7	10	19	93
2— 3	7	9	10	7	10	13	10	8	20	13	107
3— 4	9	15	12	13	14	10	9	14	9	13	118
4— 5	8	5	10	5	8	16	14	15	12	7	100
5— 6	5	7	12	11	17	16	6	16	13	12	115
6— 7	4	12	8	11	8	11	9	18	15	9	105
7— 8	5	2	6	14	18	16	18	10	10	10	109
8— 9	5	5	9	12	13	11	7	10	11	8	91
9—10	2	7	12	10	15	13	6	10	7	9	91
10—11	8	5	6	16	14	7	9	12	10	10	97
11—12	2	3	12	6	8	10	5	6	14	5	71
Vormittag	61	76	99	104	114	128	123	99	112	113	1029
Nachmittag	62	84	119	126	147	137	109	137	144	125	1190
Summen	123	160	218	230	261	265	232	236	256	238	2219
Vormittag — Nachmittag	−1	−8	−20	−22	−40	−9	+14	−38	−22	−12	−161

Überschuß der Drehungen in den Stundenintervallen in 10 Jahren.

Vormittag.

	1h	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sommer	+43	0	+6	−3	+18	+25	+53	+111	+96	+60	+12	+9
Winter	−16	−7	−15	+2	+20	−12	+6	+2	+11	+57	+98	+70

Nachmittag.

	1h	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sommer	−5	0	+39	+20	+20	+4	+13	+9	−31	−59	−1	−11
Winter	+62	+29	+2	−22	−24	−34	−15	−29	−4	+23	+1	+4

Digitized by Google

Die sehr interessante Verschiebung der Erscheinung im Winter und Sommer veranlaßte mich, den jährlichen Verlauf in den einzelnen Monaten noch besonders zu untersuchen. Folgende Tabelle enthält den bezüglichen Überschuß für jede Stunde in jedem Monate aus den 10 Jahren. Die Zahlen verlaufen natürlich sehr unregelmäßig; um so merkwürdiger ist es, daß das Maximum der positiven Drehungen mit solcher Regelmäßigkeit von 1ᵖ im Februar bis 7ᵃ im Juni vorrückt und sodann wieder allmählich auf dieselbe Stunde im Dezember zurückkehrt.

Überschuß der Winddrehungen in jedem Monat zu jeder Tagesstunde 1896—1905.

Vormittag.

Monat	1ʰ	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Summe
Januar	− 6	−2	−1	+5	+ 3	+ 1	+ 8	− 4	− 5	+ 7	+ 21	+ 19	+46
Februar	− 7	+6	−2	0	− 4	+ 5	0	+ 4	+ 2	+ 10	+ 11	+ 8	+33
März	− 6	−8	0	−2	− 1	− 5	+ 7	+ 8	+ 4	+ 10	+ 10	+ 6	+23
April	+11	−5	−2	−1	+ 9	+16	+ 5	+ 11	+ 19	+ 10	− 5	+ 6	+74
Mai	+10	−3	−2	+9	+ 6	− 2	0	+ 30	+ 18	+ 14	+ 8	+ 2	+90
Juni	+ 6	+5	+1	+1	0	+ 4	+13	+ 28	+ 9	0	− 7	− 3	+57
Juli	+10	+4	+2	−9	+ 1	+ 1	+15	+ 29	+ 9	+ 6	− 2	− 7	+59
August	+ 2	−4	+2	−4	− 2	+ 9	+15	+ 7	+ 21	+ 7	+ 8	+ 8	+69
September	+ 4	+3	+5	+1	+ 4	− 3	− 5	+ 6	+ 20	+ 23	+ 10	+ 3	+81
Oktober	+ 1	+2	−7	+4	+ 4	+ 3	− 2	+ 3	+ 11	+ 9	+ 13	− 2	+39
November	+ 7	−7	0	+1	− 4	− 7	− 4	− 2	+ 7	+ 6	+ 22	+ 21	+46
Dezember	− 5	+2	−5	+4	−14	− 9	− 3	− 7	− 8	+ 15	+ 21	+ 18	+29
Überschuß in 10 Jahren	+27	−7	−9	−1	+38	+13	+59	+113	+107	+117	+110	+ 79	

Nachmittag.

Monat	1ʰ	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Summe
Januar	+11	− 6	− 5	− 1	− 4	− 9	− 7	−11	+ 1	− 7	−6	− 2	−46
Februar	+13	+10	− 7	−13	− 9	0	− 4	+ 6	− 6	+ 7	+3	+ 12	+12
März	+ 4	+ 3	+ 1	+ 6	− 2	+ 1	+ 5	− 8	+ 1	+ 7	+6	+ 8	+32
April	− 4	+ 4	+ 1	+ 6	− 2	− 7	−13	− 6	− 5	−27	−3	− 5	−61
Mai	+ 5	−10	− 3	− 4	− 3	+ 9	+ 4	+ 3	−13	− 3	0	+ 7	− 8
Juni	+ 1	+ 7	+11	+ 4	+ 5	+14	+13	+ 7	− 4	0	+5	− 3	+60
Juli	−11	+ 2	+14	+ 3	+10	+ 1	+13	0	− 7	−13	−2	− 2	+ 8
August	+ 8	− 5	+ 3	− 4	+ 8	− 8	− 1	+ 3	− 6	−14	−1	+ 2	−15
September	− 4	+ 2	+13	+15	+ 2	− 5	− 3	+ 2	+ 4	− 2	0	−10	+14
Oktober	−10	0	− 6	0	+ 1	− 6	− 5	− 6	− 5	− 2	−3	− 7	−49
November	+ 8	+18	+15	+ 1	− 1	−10	− 5	− 4	+ 3	+10	−1	− 2	+32
Dezember	+26	+ 4	+ 4	−15	− 9	−10	+ 1	− 6	+ 2	+ 8	+2	− 5	+ 2
Überschuß in 10 Jahren	+47	+29	+41	− 2	− 4	−30	− 2	−20	−35	−36	0	− 7	

Die Maxima der negativen Drehungen fallen zwar, mit Ausnahme des Juni, alle auf die Nachmittagszeit, liegen aber wie zufällig zerstreut. Wenn wir die positiven Maxima mit ihren Nachbarwerten betrachten, so finden wir, daß die Erscheinung in einzelnen Monaten sich nicht auf vier Stunden erstreckt, wie wir aus den Kurven für die Halbjahre entnommen haben, sondern auf etwa zwei, im Hochsommer selbst nur auf eine Stunde!

Nebenbei ergab sich aus diesen Untersuchungen ein anderes Ergebnis, das wegen seiner engen Beziehung zu unserem Gegenstande nicht unbesprochen bleiben darf. Wir finden nämlich, daß auch in Kalocsa, sowie man an vielen Orten schon beobachtet hat, die positiven Drehungen im allgemeinen vorherrschen. In den zehn Sommerhalbjahren haben wir um 428 mehr positive Drehungen gezählt, als negative; in den Winterhalbjahren hingegen 199. Bezeichnend ist, daß dieser Überschuß im Sommer mehr als doppelt so groß ist als im Winter. Wir sehen demgemäß auch, daß die obigen Kurven beide über die Mittellinie gehoben sind, im Sommer mehr als im Winter. Die Erscheinung des Sprungschen Gesetzes ist von einer anderen, der demgemäß überhaupt positive Drehungen häufiger sind, überlagert. Auch dieses allgemeine Vorherrschen positiver Drehungen ist in Kalocsa sicher verbürgt; denn

Digitized by Google

es ist auch in den Teilepochen fast überall zu finden. Auch H. Hegyfoky kam in seiner Untersuchung, die er betreffs der Winddrehungen mit dem Material der dreimal täglichen Beobachtungen auf der ungarischen Tiefebene angestellt hat, zu demselben Resultate. Diese positiven Drehungen wären zu eliminieren, wenn wir die nach dem Sprungschen Gesetze rein erhalten wollen. Wenn wir im Sinne des Sprungschen Gesetzes annehmen, daß den nach demselben erfolgten positiven Drehungen ebensoviele negative entsprechen müssen, so ist die jährliche Überzahl von 627 positiven Drehungen ganz diesem zweiten Gesetze zuzuschreiben. Es fragt sich aber nun, ob wir berechtigt sind, diese positiven Drehungen gleichmäßig auf die Tagesstunden zu verteilen; ob nämlich diesem zweiten Gesetze eine tägliche Periode zukommt oder nicht. Man ist geneigt, das Vorherrschen positiver Drehungen der Insolation zuzuschreiben und will diese mit dem an vielen Orten beobachteten Umgehen der Maxima der Häufigkeit der acht Windrichtungen mit dem Laufe der Sonne in Verbindung bringen. Ohne in das meritorische dieser Erklärung einzugehen, beschränke ich mich nur auf die Bemerkung, daß ein solches Umgehen der Häufigkeitsmaxima in Kalocsa überhaupt nicht zu bemerken ist. Ich glaube hingegen das Vorherrschen positiver Drehungen aus dem Umstande erklären zu können, daß die von Westen kommenden Depressionen fast immer nördlich von Kalocsa vorüberziehen, wobei der Wind positive Drehung vollführen muß. Nach dieser Erklärung ist jede tägliche Periode ausgeschlossen und wir sind berechtigt, den besagten Überschuß auf alle Tagesstunden gleichmäßig zu verteilen. Wir finden so in den 10 Sommerhalbjahren den stündlichen Überschuß von rund 18 positiven Drehungen, welche nicht dem Sprungschen Gesetze zuzueignen sind; in den Winterhalbjahren rund acht solcher Drehungen im Überschuß. Die in den Kurven punktiert und gestrichelt gezogenen, mit *s* und *w* bezeichneten Linien geben die Lage der Nullinie an, nach Elimination der fremdartigen positiven Drehungen im Überschuß.

Betrachten wir die Gesamtsummen der positiven und der negativen Drehungen in ihrem stündlichen Verlaufe, so sehen wir, daß zur Zeit des größten Wärmegradienten nicht nur die Anzahl der positiven Drehungen am größten ist, sondern auch die Anzahl der negativen Drehungen zunimmt. Der Wind scheint also überhaupt zu dieser Zeit mehr Drehungen zu vollführen. Die Erscheinung ist leicht erklärt aus der Empfindlichkeit der Windfahne. Diese stellt sich bei den schwachen Winden in den Morgenstunden nicht genau ein; sobald der Wind mit dem Beginn der absteigenden Ströme auffrischt, wird die Windfahne eingestellt; daher die größere Zahl der Drehungen überhaupt. Da drängt sich aber eine Einwendung auf gegen den oben geführten Nachweis des Sprungschen Gesetzes.

Wenn die positiven Drehungen überhaupt häufiger sind als die negativen, in den Morgenstunden aber hinwiederum die Drehungen überhaupt häufiger sind, so folgt schon aus diesem allein, daß auch der Überschuß der positiven Drehungen zu dieser Zeit größer sein muß. Das betreffende Ergebnis der vorliegenden Beobachtungen läßt sich aber daraus nicht erklären, denn es müßte in diesem Falle auch in den Morgenstunden dasselbe Prozentverhältnis zwischen positiven und negativen Drehungen statthaben, welches sich im allgemeinen ergibt. Es wurden aber im ganzen 5383 positive, 4756 negative beobachtet; das Prozentverhältnis ist 53 zu 47. In den Morgenstunden von 7 bis 11ª zählten wir 1254 positive, 807 negative, deren Prozentzahlen sind 61 zu 39. Es kann also aus der größeren Häufigkeit der Drehungen überhaupt nur ein kleiner Teil des Überschusses der positiven Drehungen erklärt werden.

Digitized by Google

Die Schwankung der jährlichen Regenmenge in Ungarn.

Von J. Hegyfoky.

Seit der Gründung des meteorologischen Institutes und der Organisation des Beobachtungsnetzes in Ungarn sind mit Ende des Jahres 1905 eben 35 Jahre verflossen. Da ich vor einiger Zeit eine Zusammenstellung der jährlichen Regenmenge bis 1894 machte, konnte ich es nicht unterlassen, die Reihe bis zum jüngsten Jahre fortzusetzen, um dartun zu können, ob das vorausgesetzte Minimum um die Wende des Jahrhunderts eingetroffen ist oder nicht!

Herr Brückner äußerte sich nämlich, gestützt auf die Daten bis 1885, dahin, daß wir gegenwärtig (1890 erschien sein Werk) einem Minimum des Regenfalles entgegengehen. „Damit aber" — so spricht er — „sind wir auch am Ende dessen, was wir mit Sicherheit voraussehen können. Wann das Minimum des Regenfalles zu erwarten ist, können wir nur annähernd mit einem wahrscheinlichen Fehler von ± 6 Jahren angeben; denn so viel beträgt der wahrscheinliche Fehler einer einzelnen Periodenlänge. Das Minimum dürfte annähernd um die Wende des Jahrhunderts eintreten. Das soll jedoch nur heißen, daß um diese Zeit die trockenen . . . Jahre etwas häufiger sein werden als die feuchten" [1]).

Ich werde also die Regenmenge der 35jährigen (1871/1905) Periode, gestützt auf die Daten von 20 ungarischen Stationen, Jahr für Jahr darstellen, und zwar in Prozenten des Mittels des 35jährigen Zeitraumes. Anstatt der Prozente sollen nur die Abweichungen von 100 angeführt werden.

Die 20 Stationen wurden in vier Gruppen (SW, NW, NE, SE; $\varphi = 47^0$, $\lambda = 20^0$ Gr.) nach den vier Gegenden des Horizontes eingereiht und für jede das Jahresmittel berechnet; die Mittel dieser vier Gruppen geben das Landesmittel, welches nachstehend folgt.

I. Schwankung der jährlichen Regenmenge.

Abweichung vom 35jährigen Mittel in Proz.

Jahr	1871	1872	1873	1874	1875	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885
Regen	−2	−4	−14	−5	−15	+6	−15*	+13	+15	+6	+8	+11	−4	−3	−6
Jahr	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900
Regen	−5	−2	−7	+8	−12	−5	+8	+2	−13	+18	0	+9	−6	+2	+10
Jahr	1901	1902	1903	1904	1905	1871/75	1876/80	1881/85	1886/90	1891/95	1896/1900	1901/05			
Regen	−1	−4	+2	−12	0	−6.6*	+6.4	+0.5	−4.0	+2.4	+2.1	−1.0			

So ausgesprochen gestaltet sich die 35jährige Periode nach den achtziger Jahren nicht, wie dies vorher der Fall war, als 5 trockene (1871/75) und 5 feuchte (1878/82) Jahre unmittelbar aufeinander folgten. Kleinere Schwankungen, ein Herumpendeln um das Mittel, geben auch die letzten 5 Lustren; starke Abweichungen hingegen die 2 ersten.

Unsere Daten setzen uns nicht in den Stand, etwas Bestimmtes über den Eintritt des gehofften Minimums um die Wende des Jahrhunderts zu erfahren.

Am feuchtesten (+ 18 Proz.) war das Jahr 1895, am trockensten (— 15 Proz.) 1877; dem feuchtesten geht ein sehr trockenes (— 13 Proz.), dem trockensten ein feuchtes (+ 6 Proz.) voran. Im Jahre 1895 fielen laut Angaben von 225 Stationen 874, 1894 an denselben Stationen nur 665 mm; 1877 beträgt die Regenmenge an 62 Stationen 663, 1876 an 61 Orten 827 mm.

Betrachtet man die Daten der 20 Stationen einzeln, so muß es in die Augen springen, daß ein einheitlicher Charakter nur bei den größeren Abweichungen zu

[1]) Klimaschwankungen S. 286.

Digitized by Google

bemerken ist, selbst wenn man nur Lustrenmittel in Betracht zieht. Die folgende Tabelle II bestätigt dies. Aber auch noch etwas anderes.

Das Lustrum 1876/80 hat starke positive Abweichungen, jedoch nicht in allen Landesgegenden; im SE kommen auch schon negative vor, wo im folgenden Lustrum (1881/85) die positiven einen großen Wert erreichen; im NW und SW stellen sich aber dann schon negative ein. Umgekehrt herrscht im E im Lustrum 1901/05 Dürre, im W hingegen ist der Regenfall normal oder übernormal. Das ganze Land, nach dem Mittel von 20 Stationen, zeigt im Lustrum 1901/05 kaum etwas Regenmangel, und doch herrschte große Dürre im E. Dieser Umstand ratet zur Vorsicht; man würde Fehlschlüsse begehen, wenn man ein Land nur auf Grund einiger Stationen, laut ihrem Mittel, beurteilen wollte. In einem kleinen Lande, wie es Ungarn ist, können in betreff der Landesgegenden schon große Kontraste vorkommen. Bald ist es N, bald S, einmal W, dann E, wo ein Maximum des Regens, selbst bei Lustrenmitteln, auftritt.

II. Abweichung der Regenmenge vom 35jährigen Mittel in Prozenten.

Quadrant des Horizontes		1871/75	1876/80	1881/85	1886/90	1891/95	1896/1900	1901/05	35jähr. Mittel[1]) in mm
SW	Fiume	−12*	− 6	+ 9	− 2	+ 3	+11	− 3	1618
	Zágráb	+ 2	+11	− 5*	− 3	− 4	− 2	+ 2	905
	Csáktornya	−20*	+ 1	− 5	+ 2	+19	− 2	+ 5	952
	Pécs	−10*	+ 7	− 5	− 3	− 3	+11	+ 2	875
	Keszthely	−10	+14	−14*	− 9	− 4	− 2	+25	686
	Mittel	−10*	+ 5	− 4	− 3	+ 2	+ 3	+ 6	1017
NW	Kőszeg	− 8*	0	0	− 2	− 4	+ 5	+11	864
	Pozsony	−13*	+ 9	− 7	− 4	+ 6	+ 2	+ 7	698
	Ógyalla	+ 1	+ 5	− 9*	− 7	+ 5	+ 8	− 2	597
	Budapest	− 7	+16	+12	− 3	0	− 4	−16*	640
	Selmeczbánya	+ 5	+ 2	−12*	− 3	+ 1	+ 1	0	909
	Ószéplak	− 4	+11	−10*	0	+ 5	− 5	+ 4	629
	Mittel	− 4*	+ 7	− 4	− 3	+ 2	+ 1	+ 1	723
NE	Igló	+ 2	+ 9	− 7	+ 1	+ 8	− 2	− 9*	666
	Ungvár	− 6	+ 6	+ 3	− 9	+14	− 2	− 9*	778
	Aknaszlatina	− 6	+27	− 1	− 7*	− 3	− 1	− 6	831
	Nyiregyháza	− 3	+10	+ 3	− 8	+ 3	+ 3	−10*	622
	Debreczen	− 3	+17	+24	−16*	− 3	−11	− 8	633
	Mittel	− 3	+14	+ 4	− 8	+ 4	− 3	− 8*	706
SE	Szeged	− 4	− 3	0	− 7*	− 5	+16	+ 2	564
	Arad	− 6*	− 4	+10	+ 8	+ 2	− 3	− 5	633
	Kolozsvár	−20*	− 6	+11	− 2	+12	+10	− 4	630
	Nagyszeben	−10*	+ 4	+12	− 7	− 3	+ 8	− 5	684
	Mittel	−10*	− 2	+ 8	− 2	+ 2	+ 8	− 3	628
Mittel der 4 Gruppen		− 6.6*	+ 6.4	+ 0.5	− 4.0	+ 2.4	+ 2.1	− 1.0	768

Um die Schwankung der Regenmenge in den vier Quadranten des Horizontes auch in den einzelnen Jahren darstellen zu können, mußte ich mehrere Stationen heranziehen; leider aber sind ihre Daten aus den letzten Jahren noch nicht veröffentlicht. Ich konnte also nur den 30jährigen (1871/1900) Zeitraum berechnen, und zwar nach Angaben von 36 Stationen, von denen der SW- 6, der NW- 12, der NE- 8, der SE-Quadrant 10 aufweist. Außer jenen auf Tabelle II angeführten enthält die SW-Gruppe: Kalocsa; die NW-Gruppe: Pannonhalma, Jászberény, Magyaróvár, Beszterczebánya, Körmöczbánya, Arvaváralja; die NE-Gruppe: Eperjes, Eger, Nagybánya; die SE-Gruppe: Gyula, Makó, Orsova, Ruszkabánya, Besztercze, Csiksomlyó.

[1]) Manche dieser Mittel sind nicht aus direkten 35jährigen Daten gebildet. Fehlende Monate, auch hier und da Jahre, sind nach den nächstgelegenen Stationen ergänzt. Auch die Homogenität ist nicht überall vollständig, z. B. bei Szeged. Beiläufig könnte sie, aber nicht genau wegen Mangel an homogenen Serien aus der nächsten Umgegend, hergestellt werden. Es wurden also alle Daten beibehalten, wie sie publiziert oder mir schriftlich zugegangen sind.

Digitized by Google

III. Abweichung der Regenmenge vom 30jährigen Mittel in Prozenten.

	Quadrant					Ausgeglichen
	SW	NW	NE	SE	Alle 4 Gruppen	$\frac{a+2b+c}{4}$
Mittel:	937 mm	736 mm	733 mm	691 mm	774 mm	
1871	− 7	− 5	+ 1	+11	0	+ 1
1872	+ 1	− 2	+ 7	0	+ 1	− 2
1873	−10	−12	−10	−17	−12	− 8
1874	− 9	− 2	− 8	− 9	− 7	−10*
1875	−21*	− 4	−12	−15	−14	− 7
1876	+10	+ 9	+ 7	+11	+ 9	− 2
1877	−19	−12	−10	− 8	−13	− 1
1878	+11	+14	+29	+ 3	+15	+ 8
1879	+11	+13	+33	+ 6	+16	+13
1880	+13	+13	− 1	− 7	+ 5	+ 8
1881	+ 7	− 4	+ 1	+23	+ 6	+ 7
1882	+ 8	+ 8	+20	+ 8	+11	+ 6
1883	−11	− 7	− 7	+ 7	− 5	0
1884	− 6	−13	+ 1	+11	− 2	− 4
1885	− 7	− 5	−13	+ 4	− 6	− 5
1886	− 4	− 6	−13	+ 4	− 5	− 4
1887	− 3	− 4	+ 2	+ 6	0	− 3
1888	− 5	+ 8	−13	−20*	− 7	− 2
1889	+14	+ 3	− 4	+12	+ 6	− 2
1890	−15	−11	− 8	−14	−12	− 6
1891	−11	+ 6	− 2	−17	− 6	− 4
1892	+16	+ 1	0	+ 7	+ 7	− 4
1893	− 3	+ 2	+10	− 2	+ 2	− 1
1894	−15	−17*	−14*	−18	−16*	− 3
1895	+25	+14	+15	+18	+19	+ 2
1896	+15	− 4	− 3	0	+ 3	+ 7
1897	+ 6	0	+ 3	+11	+ 5	+ 1
1898	− 8	− 4	−13	−11	− 9	− 2
1899	− 1	+ 1	0	− 4	− 1	− 2
1900	−12	+16	0	−10	+ 5	+ 2
1871/75	− 9.2*	− 4.5	− 4.0	− 6.4*	− 6.0*	− 5.2*
1876/80	+ 9.0	+ 8.3	+11.1	0.0	+ 7.1	+ 5.2
1881/85	− 3.0	− 5.0*	0.0	+11.2	+ 0.8	+ 0.8
1886/90	− 3.0	− 1.9	− 8.0*	− 1.4	− 3.6	− 3.4
1891/95	+ 2.0	+ 1.0	+ 2.2	− 1.6	+ 0.9	− 2.0
1896/1900	+ 4.2	+ 2.1	− 1.4	− 1.8	+ 0.8	+ 1.8

Positive und negative Abweichungen kommen gleichzeitig bei allen 4 Gruppen in 30 Jahren nur 12 mal vor, und zwar in 5 Jahren mit +, in 7 aber mit — Zeichen. Das Mittel beträgt bei diesen positiven Abweichungen 14, bei den negativen 12 Proz. Gleichzeitig tritt also im ganzen Lande nur großer Regen oder große Dürre auf. Kleinere Abweichungen erstrecken sich nur auf kleinere Flächen.

Absolutes Maximum und Minimum kommen in zwei aufeinander folgenden (1894, 1895) Jahren vor. Die ausgeglichenen Gruppenmittel weisen das Minimum 1874, das Maximum 1879 auf.

Bei den ausgeglichenen Lustrenmitteln scheint (nach dem Maximum von 1876/80) das Minimum auf 1886/90 zu fallen; das Steigen der Kurve wird aber, wie es die 20 Stationen dargetan haben, im jüngsten (1901/05) Lustrum wieder ins Fallen übergehen und etwa auf normal zu stehen kommen (nach den ausgeglichenen Werten).

Tabelle III gibt zu erkennen, daß das Maximum der Jahre 1878 und 1879 durch starke Regen im NE-Quadranten verursacht wurde. SE zeigt auffallendes Verhalten mit seinem fast normalen Niederschlag. Nicht so verhält sich 1895, wo das Maximum in SW eintritt und die übrigen Landesteile auch große positive Abweichung aufweisen. Auch das Minimum von 1894 ist viel gleichmäßiger als die Dürre 1875.

Ausgedehnte Trockenheit hängt mit Antizyklonen zusammen, wie im Jahre 1894 im Juli und August und teils im Juni. Wandernde Depressionen bringen dann

Digitized by Google

und wann viel Regen, besonders, wenn sie durch die Mitte Ungarns ziehen, wie z. B. im Mai 1881, als ein derartiges Gebilde im Alföld eine auffallende Bahn verfolgte. Ebenso zogen mehrere Depressionen durch und neben Ungarn dahin im April und Mai 1879, von starken Regen begleitet.

Wie in Ungarn, so verhalten sich die Lustren auch in anderen Ländern. Nur großer Regenmangel oder großer Regenreichtum erstreckt sich auf große Territorien; bei kleineren Abweichungen wechseln positive und negative Zeichen in demselben Lustrum.

Aus dem Werke Brückners schrieb ich alle Stationen heraus, welche alle Lustren hindurch Daten von 1851 bis 1885 aufweisen. Für Europa fand ich komplette Reihen von 101, für Asien von 23, für Australien von 2, für Nordamerika von 11, für Mittelamerika von 1, für Afrika von 1 Station. Die Mittel dieser 7 Lustren in Abweichungen von 100 Proz. sind auf folgender Tabelle IV enthalten.

IV. Abweichung der Regenmenge vom Mittel in Prozenten.

	Zahl der Stat.	1851/55	1856/60	1861/65	1866/70	1871/75	1876/80	1881/85	Gewicht
I. Mittelmeergebiet N . .	11	+ 10.6	— 5.7	— 11.6*	— 0.1	+ 1.2	+ 4.6	— 5.5	2
„ S, W .	10	+ 4.1	— 0.3	+ 4.2	— 8.8*	+ 2.1	— 1.2	+ 3.8	2
II. Süddeutsch., Öster.-Ung.	22	+ 1.9	— 7.0	— 21.0*	+ 2.5	+ 0.7	+ 19.4	+ 10.9	4
III. Norddeutschland . . .	18	+ 8.6	— 8.8*	— 7.8	+ 6.9	— 7.2	+ 9.1	+ 4.9	3
IV. Frankreich	15	+ 3.4	+ 2.1	— 7.9*	— 0.7	— 2.9	+ 10.4	— 2.9	3
V. Holland	5	+ 0.4	— 8.0	— 10.8*	+ 9.8	+ 0.4	+ 7.6	+ 8.8	1
VI. England SE	5	— 3.4	— 0.6	— 11.4*	— 3.6	+ 1.0	+ 18.4	+ 5.4	1
„ NW	10	— 6.7*	— 5.0	— 0.5	— 2.9	+ 7.3	+ 7.6	— 0.9	2
VII. Skandinavien	5	— 4.8*	— 4.6	+ 2.2	+ 1.0	— 2.0	+ 4.4	+ 5.0	1
VIII. Osteuropa	9	+ 8.8	— 9.4	— 11.6*	+ 1.7	+ 1.9	+ 9.9	+ 9.1	2
Asien	6	+ 2.8	— 11.5	— 16.3*	— 10.8*	+ 18.3	+ 18.8	+ 21.3	—
„ Indien N.	11	+ 0.5	— 8.9*	+ 0.9	— 3.6	+ 4.5	+ 5.6	+ 7.4	—
„ „ S	6	+ 2.2	— 2.8	+ 3.8	— 0.2	— 6.0*	— 0.7	0.0	—
Australien	2	0.0	— 5.0	+ 8.0	— 6.0*	+ 6.0	— 2.5	— 1.5	—
Nordamerika	11	— 5.2*	— 1.6	+ 0.3	+ 3.9	— 1.0	+ 4.8	+ 2.5	—
Mittelamerika	1 K.S.	— 8.0*	— 8.0*	+ 14.0	— 2.0	— 6.0	+ 7.0	— 4.0	—
Afrika	1	— 13.0	— 8 0	— 14.0*	— 5.0	+ 21.0	+ 3.0	+ 3.0	—
Asien, Austr., Amer., Afrika .	38	— 1.1	— 6.0*	— 1.2	— 2.2	+ 3.7	+ 6.1	+ 6.1	—
Europa I—VIII. Laut Gewicht		+ 3.1	— 4.9	— 9.1*	+ 0.7	— 0.1	+ 9.3	+ 3.9	—
Mittelmeergebiet	21	+ 7.0	— 3.0	— 4.1	— 4.4*	+ 1.6	+ 1.9	— 1.0	—
Engl., Holland, Skandinavien	25	— 4.3*	— 3.8	— 4.1	+ 0.3	+ 2.8	+ 5.1	+ 3.8	—

Norditalien verhält sich anders als der Süden; Norddeutschland anders als Süddeutschland; Frankreich anders als Holland; Ostengland anders als Westengland; Skandinavien anders als Osteuropa. In Indien ist dies ebenfalls so. Die acht Gebiete von Europa, laut Gewicht zu einem Mittel vereinigt, zeigen, mit Ausnahme des Lustrums von 1871/75, einen schönen, regelmäßigen Gang; in den anderen Weltteilen ist dies aber nicht der Fall, laut Angaben von 38 Stationen.

Regenmangel und Regenreichtum ist am prägnantesten in Mitteleuropa (II. Gruppe) wahrzunehmen; die Abweichung beträgt im Lustrum 1861/65 —21.0, in jenem von 1876/80 + 19.4 Proz., was bei einer jährlichen Menge nur von 500 mm schon + 100 mm ausmacht. Die Kontinentalität ist selbst in Osteuropa (VIII. Gruppe) laut 9 Stationen nicht so stark (+9.9 und —11.6 Proz.) entwickelt als in der Mitte des Kontinents. Im Mittelmeergebiet beträgt die maximale Abweichung +7.0 (1851/55) und —4.4 (1866/70); im Norden +5.1 (1876/80) und —4.3 Proz. (1851/55).

Im Gebiete des Mittelländischen Meeres fällt der meiste Regen im Lustrum 1851/55, im Norden des Kontinents aber ist die Dürre dazumal am größten; und als im Mittelmeergebiet die Trockenheit ihr Maximum erreicht (1866/70), herrscht im

Digitized by Google

Norden etwas übernormale Feuchtigkeit. In 4 Lustren haben die Abweichungen gleiche Zeichen im Norden und Süden, in 3 Lustren sind sie entgegengesetzt. Die gleichzeitig verschiedene Schwankung der Regenmenge in Europa, ebenso wie in Ungarn, ist also nicht eine Erscheinung einer und derselben Ursache von universalem Charakter.

Kleinere Mitteilungen.

Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen [1]). Wir entnehmen der Wochenschrift Nature vom 12. April 1906 (No. 1902, Vol. 73, S. 553–555) im Auszuge die wichtigsten Resultate der zitierten Untersuchungen über den physiologischen Effekt des Höhenklimas (mit Zusätzen aus dem Originalwerk). Die Resultate beziehen sich auf zwei Höhenstufen 2300 m, Brienzer Rothhorn, und die Campanna Observatorio Regina Margherita, 4500 m, und sind in unserer Quelle unter den folgenden Titeln kurz zusammengesetzt.

1. Veränderungen des Blutes. Daß das Blut in großen Höhen Veränderungen unterliegt, ist seit Paul Bert wohlbekannt. Die hervorstechendste Veränderung des Blutes ist die von Viault gefundene, daß nämlich die Zahl der roten Blutkörperchen von 5 auf 7 oder 8 Millionen im Kubikmillimeter anwächst. Ähnliche Beobachtungen wurden auch auf der besprochenen Expedition gemacht, doch hatten dieselben keinen so ausgesprochenen Charakter.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes des Blutes zeigte, daß das Anwachsen desselben (wenn es eintrat) nicht auf Rechnung der Verminderung des Plasmas durch starke Transpiration zu setzen ist: überdies zeigte die Untersuchung der Gewebe, in denen die roten Blutkörperchen gebildet werden (des roten Knochenmarks), bei Tieren, daß sich dasselbe in einem Zustande stark vergrößerter Tätigkeit befand. Es ist daher keine Frage, daß die Zahl der roten Blutkörperchen anwächst; die Verfasser konstatieren, daß die unmittelbare Ursache in der Herabminderung der Tension des Sauerstoffs im Blute liege.

2. Wirkungen auf die Verdauung. Höhen bis zu 2500 m haben, wie eine genaue quantitative Untersuchung der eingenommenen und ausgeschiedenen Nahrungsmengen zeigte, einen sehr günstigen Einfluß auf die Vollständigkeit der Verdauung; die unverdaulichen Rückstände werden namentlich bei niedriger Temperatur stark vermindert. Bei sehr hoher Temperatur ist dieser günstige Einfluß nicht so augenscheinlich und Muskelanstrengung kann unter diesen Umständen dann direkt schlechte Verdauung erzeugen. Große Höhen von 4700 m schwächen den günstigen Einfluß auf die Verdauung stark ab.

3. Oxydationsprozesse. Die Intensität dieser Prozesse wurde durch die Bestimmung des Verhältnisses zwischen der Menge des eingeatmeten Sauerstoffs und der ausgeatmeten Kohlensäure gemessen. Es zeigte sich, daß die totale Oxydation schon bei geringen Höhen wie 460 m anwächst und durch Muskelarbeit noch beträchtlich gesteigert werden kann; in mittleren und großen Höhen erfolgt dann eine noch viel bedeutendere Steigerung dieses Prozesses. „Als Ursache der Steigerung des Stoffverbrauchs in der Höhe wirkt wohl in erster Linie der Sauerstoffmangel, teils direkt durch Minderung der Leistungsfähigkeit der Muskeln, teils indirekt durch abnorme Stoffwechselprodukte, zu deren Bildung er Anlaß gibt. Hierzu kommt, namentlich für den Zustand der Körperruhe, die Wirkung der physikalischen Reize des Hochgebirges. — Nach der Rückkehr von mittleren Bergeshöhen ins Flachland sind die Verbrennungsprozesse oft längere Zeit unter die Norm herabgesetzt. Der Körper spart also."

4. Eiweißumsatz. Die wichtigste der vielen Veränderungen, die durch die Expedition untersucht worden sind, ist jene der Proteïne. Es steht in der Physiologie fest, daß ein Tier im Wachstum mehr Stickstoff assimiliert als ausscheidet; dies ist bei Erwachsenen

[1]) Von N. Zuntz, A. Loewy, F. Müller und W. Caspari. XVI und 494 S. in gr.-8°. Mit Illustrationen und Tabellen. Berlin, Bong & Co.

Digitized by Google

nur unter ganz besonderen Umständen der Fall. Wachstum erfordert die Assimilation von Proteïnen, da dieselben für das Wachstum der Zellen notwendig sind; durch Training gewisser Muskelpartien kann auch bei Erwachsenen mehr Stickstoff assimiliert werden, wenn diese Muskelpartien anwachsen — dieser Prozeß erreicht jedoch bald eine Grenze.

Es war eines der bedeutendsten Resultate der Expedition, daß sie feststellte, daß sogar schon in Brienz (in 460 m Höhe) die Stickstoffzufuhr größer als die Stickstoffabscheidung ist; am Rothhorn wuchs die Differenz zwischen Zufuhr und Ausscheidung noch bedeutend an. Überdies hielt diese Form des Eiweißumsatzes noch einige Zeit nach Verlassen der mäßigen Höhe an. Es zeigt sich hier also eine Form von Stickstoffumsatz wie beim wachsenden Tiere. Es ist bemerkenswert, daß mit der Stickstoffanlagerung keine Steigerung des Körpergewichtes Hand in Hand geht. Die Intensität der Oxydationsprozesse von Nichtstickstoffverbindungen ist mehr als genügend, um den Stickstoffgewinn zu überdecken. In den größten Höhen ist der Gewinn nicht augenscheinlich, da er reichlich von den Verdauungsstörungen infolge der Bergkrankheit überwogen wird.

5. Atmung und Blutzirkulation. Als Konsequenz des verminderten Partialdruckes des Sauerstoffs in der Luft wurde auch eine verminderte Sauerstofftension im Blute gefunden. Im Gegensatze zu Mosso fanden die Verfasser keine regelmäßige Abnahme der Kohlensäure im Blute. Weiter wurde festgestellt, daß die Verminderung des Sauerstoffgehalts das respiratorische Zentrum ebenso anregt wie ein Überschuß an Kohlensäure; diese Ansicht ist von besonderem Interesse, da sie der jetzt geläufigen entgegengesetzt ist. Die der Höhe eigentümliche Form der Atmungskurve wurde bei allen Mitgliedern der Expedition in voller Übereinstimmung mit Mosso gefunden, die Erklärung des Zustandekommens derselben weicht aber von jener Mossos vollkommen ab.

„Das Zentralorgan der Atmung gerät in Höhen über 3000 m leicht in einen Zustand verminderter Lebensenergie, seine Erregbarkeit nimmt ab, und es treten eigentümliche Atmungsformen auf, wie sie ähnlich im Tieflande nur bei schweren Erkrankungen zur Beobachtung gelangen."

Was die Zirkulationsänderungen betrifft, so muß vor allem die Affektion der Herztätigkeit hervorgehoben werden. In mäßigen Höhen wird die Herztätigkeit ebenso wie die Atmung eine intensivere sein, um die effektive Sauerstoffzufuhr zu vergrößern. In sehr großen Höhen jedoch wurde eine direkte Tendenz zur Herzschwäche konstatiert, was wohl der direkten Wirkung des sauerstoffarmen Blutes zuzuschreiben ist, das dem Herzmuskel zugeführt wird.

Diese kurze Skizze mag nur zeigen, wie große Gebiete der Physiologie durch die Arbeit der Expedition erweitert worden sind; außerdem wurden noch so manche wertvolle Beobachtungen über die Symptome, die Entwickelung und die Natur der Bergkrankheit gemacht. Als Ursache derselben nehmen die Verfasser den Sauerstoffmangel im Blute an. Die individuellen Verschiedenheiten beim Erscheinen der Symptome und ihrem Verschwinden (durch längere Angewöhnung) werden der Eignung bzw. der Nichteignung des Mechanismus zugeschrieben, mittels dessen sich der Organismus gegen die Folgen des Sauerstoffdefizits schützt.

Ein solcher Mechanismus ist der Blutkreislauf; wenn derselbe die nötige Anpassung nicht leisten kann, dann vermindern nervöse Einflüsse die Fassungskraft der Blutgefäße des Verdauungstraktes soweit, daß dem Zentralnervensystem noch in genügender Weise Blut zugeführt wird. Als Folge dieses anämischen Zustandes treten dann Verdauungsstörungen und andere charakteristische Symptome der Bergkrankheit ein.

Schließlich muß noch auf die praktische Tragweite der Experimente auf dem Rothhorn hingewiesen werden. Durch dieselben werden die Effekte der Höhenluft gerader jener mäßigen Höhen besprochen, die von Tausenden von Rekonvaleszenten und Erholungsbedürftigen aufgesucht werden. Mäßige Höhen bis zu 2400 m haben infolge des verminderten Luftdruckes einen sehr günstigen Einfluß auf den Organismus. Das Gewebe, welches die roten Blutkörperchen erzeugt, wird erregt, die Abscheidung der unnötigen Substanzen wird lebhafter, die Herztätigkeit verstärkt, die Muskeln des Atmungsapparates werden angeregt und schließlich tritt die Assimilation der Proteïne in ein Stadium, welches dem Alter des jungen, im Wachstum befindlichen Menschen entspricht. Man kann also sagen, daß der Aufenthalt auf Höhen von 1700 bis 2000 m einen sehr günstigen Einfluß auf den Menschen hat.

Digitized by Google

Bei vielen Kranken wird die Höhenluft den Körper für den Kampf gegen die Bazillen fähiger machen und die Erholung von geistiger oder körperlicher Zerrüttung beschleunigen. Nur bei solchen Kranken, deren Zirkulation durch einen ernstlichen organischen Fehler direkt oder indirekt gestört ist, wird der günstige Effekt der Höhenluft ausbleiben.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Sonnenobservatorium zu Kodaikanal in Südindien 1903 und 1905. Im Anschlusse an die in dieser Zeitschrift 1905, S. 468 mitgeteilten Beobachtungsergebnisse des Jahres 1904 teilen wir nun auch jene der Jahre 1903 (Nachtrag) und 1905 mit nach dem Annual Report of the Director Kodaikanal and Madras Observatories C. Michie Smith.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1903.

Kodaikanal, 10° 14′ n. Br., 77° 30′ E v. Gr., 2343 m.

	Luftdruck		Temperatur						Relative Feuchtigkeit		Niederschlags-		Heitere Tage	Sonnenschein
		Monats-		Mittleres			Absolutes							
	Mittel	Schwkg.	Mittel	Max.	Min.	Diffz.	Max.	Min.	Mittel	Min.	Menge	Tage	in Proz.	in Std.
Januar .	580.8	4.3	12.2	17.8	8.7	9.1	21.7	6.4	71	16	32	3	62	203
Februar .	81.4	4.1	12.9	19.0	9.2	9.8	22.7	7.6	70	25	25	3	62	203
März . .	80.4	4.0	15.0	21.4	10.8	10.6	23.6	8.3	53	12	7	1	73	251
April . .	80.2	3.9	15.4	20.7	11.9	8.8	23.5	10.3	63	13	103	5	56	208
Mai . .	79.3	5.4	15.3	19.6	12.4	7.2	21.7	9.7	79	43	152	16	42	175
Juni . .	78.2	4.8	14.8	19.1	12.6	6.5	22.4	11.1	79	38	134	11	28	107
Juli . .	77.4	4.3	13.4	16.5	11.8	4.7	19.5	10.9	85	64	138	16	15	74
August .	78.1	4.6	13.3	16.8	11.3	5.5	18.6	10.2	86	53	329	19	21	95
Septbr. .	78.4	4.3	13.4	16.8	11.6	5.2	18.9	10.4	89	50	247	20	17	78
Oktober .	78.5	5.5	13.2	17.5	10.7	6.8	19.7	8.6	83	36	144	10	32	136
Novbr. .	79.4	4.3	12.8	17.1	10.1	7.0	21.0	7.6	76	8	149	12	44	144
Dezbr. .	79.4	5.0	11.4	15.8	8.4	7.4	18.5	5.9	71	15	306	9	58	169
Jahr . .	579.3	8.3	13.6	18.2	10.8	7.4	23.6	5.9	75	8	1766	125	42	1843
Basisstation Peryakulam, 10° 9′ n. Br., 77° 33′ E v. Gr., 286 m.														
Januar .	737.7	7.4	24.3	30.2	19.1	11.1	33.4	15.9	69	32	27	2	60	185
Februar .	37.9	8.2	25.9	33.0	19.7	13.3	36.2	14.1	60	22	29	2	68	216
März . .	35.2	5.9	27.9	36.0	20.3	15.7	38.5	16.2	51	20	41	2	89	263
April . .	34.4	8.4	29.1	36.7	23.0	13.7	38.9	19.2	55	22	55	6	66	235
Mai . .	33.2	7.0	28.4	36.1	23.0	13.1	38.7	20.8	62	31	72	8	60	157
Juni . .	32.0	7.1	28.2	35.5	22.9	12.6	38.7	20.2	60	32	11	1	39	126
Juli . .	31.8	6.4	27.4	33.8	22.6	11.2	36.8	20.8	61	30	8	1	26	100
August .	32.8	6.1	26.9	33.6	22.0	11.6	37.6	20.2	64	32	34	2	35	136
Septbr. .	33.2	6.3	26.2	32.6	22.4	10.2	36.8	20.4	73	45	60	6	34	131
Oktober .	33.6	6.9	26.2	32.2	21.7	10.5	35.7	19.2	72	38	99	10	44	156
Novbr. .	35.6	6.7	24.8	29.8	20.8	9.0	32.3	16.1	75	40	86	9	47	123
Dezbr. .	36.3	6.5	23.2	28.4	18.9	9.5	30.8	14.6	76	44	115	7	50	149
Jahr . .	734.5	13.6	26.6	33.2	21.4	11.8	38.9	14.1	65	20	637	56	52	1977 [1])

Madras 1903.

	Luftdruck	Temperatur			Niederschlags-		Mittlere	Relative Feuchtigkeit	Mittlere Windrichtung	
		Absolutes								
	Mittel	Mittel	Max.	Min.	Menge	Tage	Bewölkg.		in Punkten	
Januar	762.1	24.8	31.3	19.4	115	3	3.3	82	ENE	6
Februar	62.2	26.2	33.0	19.6	55	3	2.8	78	E—S	9
März	59.0	27.1	37.0	19.6	0	0	1.2	78	SSE	14
April	58.0	28.9	36.7	22.6	0	0	2.2	75	SE—S	13
Mai	56.1	29.7	38.4	23.8	135	4	4.0	77	SSE	14
Juni	54.2	30.0	39.5	23.5	37	7	5.4	71	SW—S	19
Juli	53.7	29.0	37.3	23.6	97	19	7.4	72	SW—W	21
August	55.2	28.4	38.1	22.7	200	14	6.3	77	SW	20
Septbr.	55.8	27.7	35.7	22.0	209	15	5.5	84	SW—W	21
Oktober	56.7	27.2	34.4	19.9	224	15	5.2	82	SSE	14
Novbr.	59.3	24.9	32.1	18.9	451	13	6.3	85	N	0
Dezbr.	60.8	23.8	30.1	18.5	499	11	5.0	82	NNE	2
Jahr	757.8	27.3	39.5	18.5	2022	104	4.6	79	SE—S	13

Mittleres Minimum und absolutes über Rasen: Kodaikanal 7.3, — 1.8; Peryakulam 18.8, 8.6; Madras 22.8, 15.8. Absolutes Maximum am Solarthermometer: Kodaikanal 49.0; Peryakulam 59.4; Madras 45.6. Maximum des Regenfalles pro Tag: Kodaikanal 133 mm am 5. XII.; Peryakulam 62 mm am 5. XII.; Madras 208 mm am 30. XII.

[1]) Diese Zahlen beziehen sich auf Madras.

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905.

Kodaikanal, 10° 14′ n. Br., 77° 30′ E v. Gr., 2343 m.

	Luftdruck		Temperatur						Relative Feuchtigkeit		Niederschlags-		Heitere Tage in	Sonnenschein
			Mittleres				Absolutes							
	Mittel	Schwkg.	Mittel	Max.	Min.	Diffz.	Max.	Min.	Mittel	Min.	Menge	Tage	Proz.	in Std.
Januar .	580.4	5.0	11.0	16.3	7.2	9.1	19.7	4.3	75	10	14	2	61	205
Februar.	80.6	4.8	12.7	19.0	8.9	10.1	20.8	6.6	67	21	42	2	60	204
März . .	80.6	5.4	14.2	19.8	10.6	9.2	22.9	7.7	67	22	59	5	61	221
April . .	80.4	4.4	14.8	19.6	12.0	7 6	22 5	11.0	77	35	96	10	47	164
Mai . .	79.2	5.1	15.9	21.1	12.7	8.4	23.7	10.5	74	22	166	9	47	206
Juni . .	78.5	4.3	14.7	18.6	12.3	6.3	21.6	9.8	79	34	86	11	31	132
Juli . .	78.6	3.9	14.0	18.1	11.5	6.6	20.8	9.8	76	39	68	7	37	170
August .	78.5	4.9	13.9	18.0	11.5	6.5	20.2	10.1	80	36	217	13	35	150
Septbr. .	78.9	4.8	13.7	17.7	11.3	6.4	20.6	10.2	81	31	186	13	31	122
Oktober.	79.3	4.2	13.5	17.4	10.8	6.6	20.6	8.0	73	34	390	14	47	167
Novbr. .	80.9	4.2	12.3	16.0	9.7	6.3	18.4	5.4	88	51	197	11	37	114
Dezbr. .	80.0	5.0	12.8	19.3	8.6	10.7	22.9	5.4	51	12	1	1	65	259
Jahr . .	579.7	7.5	13.6	18.4	10.6	7.8	23.7	4.3	74	10	1522	98	47	2114

Basisstation Peryakulam, 10° 9′ n. Br., 77° 33′ E v. Gr., 286 m.

Januar .	737.9	8.5	25.0	31.7	18.2	13.5	33.8	14.3	58	22	1	1	68	229
Februar.	36.9	7.9	27.0	34.4	19.7	14.7	36.2	15.6	54	21	11	1	72	238
März . .	35.7	10.3	28.7	36.5	21.4	15.1	38.4	15.8	51	20	31	3	73	228
April . .	35.1	8.0	28.2	35.4	22.9	12.5	38.7	20.1	63	38	128	11	58	232
Mai . .	33.2	7.6	29.0	35.8	23.7	12.1	38.4	22.3	61	24	148	6	55	212
Juni . .	32.9	5.2	27.7	34.1	22.7	11.4	38.2	19.9	62	32	46	6	44	162
Juli . .	33.4	5.8	27.9	35.2	21.7	13.5	37.5	18.7	55	29	4	1	56	173
August .	33.5	7.3	27.6	35.4	21.8	13.6	37.2	19.3	57	29	17	4	53	154
Septbr. .	33.7	7.5	27.8	34.8	22.1	12.7	37.3	19.5	58	23	79	5	52	151
Oktober.	35.0	6.2	26.7	32.2	21.9	10.3	37.0	19.3	69	30	271	11	54	180
Novbr. .	37.3	6.2	25.4	30.6	21.4	9.2	33.7	16.9	71	37	55	7	43	160
Dezbr. .	37.0	6.7	23.6	30.8	16.8	14.0	32.2	12.8	60	28	1	1	68	224
Jahr . .	735.1	13.3	27.1	33.9	21.2	12.7	38.7	12.8	60	20	792	57	58	2343 [1])

Madras 1905.

	Luftdruck Mittel	Temperatur			Niederschlags-		Mittlere Bewölkg.	Relative Feuchtigkeit	Mittlere Windrichtung in Punkten	
		Mittel	Absolutes Max.	Absolutes Min.	Menge	Tage				
Januar	762.3	23.5	30.7	14.1	49	3	2.3	75	E—N	7
Februar. . . .	61.1	25.8	32.9	16.7	8	2	2.8	73	ESE	10
März	59.3	27.9	36.1	20.4	22	3	3.3	73	SE—S	13
April	58.7	28.8	34.8	24.1	14	2	4.3	76	SE—S	13
Mai	55.6	30.4	42.2	24.5	1	1	3.8	70	S—E	15
Juni	54.4	31.4	42.3	25.1	25	7	5.3	62	SW	20
Juli	55.0	30.7	40.5	24.1	59	15	5.9	64	SW	20
August	55.5	29.1	38.4	22.6	49	11	5.8	72	SW—S	19
Septbr.	56.0	29.6	38.8	23.8	70	8	5.7	74	SSW	18
Oktober. . . .	58.0	27.2	34.3	19.3	499	15	5.3	84	NE	4
Novbr.	61.6	26.3	31.9	19.9	279	16	5.8	81	NE	4
Dezbr.	61.5	23.8	30.1	15.1	10	2	3.2	76	NE	4
Jahr	758.3	27.9	42.3	14.1	1085	85	4.5	73	SE	12

Mittleres Minimum über Grasrasen: Kodaikanal 6.7; Peryakulam 18.4; Madras 22.9; absolutes Minimum: — 7.5, 7.8 und 11.6. Absolutes Maximum am Solarthermometer: Kodaikanal 47.2; Peryakulam 58.1; Madras 49.0. Maximum des Regenfalles pro Tag: Kodaikanal 97 mm am 9. X.; Peryakulam 96 mm am 14 X. und Madras 120 mm am 16. X.

Kapitän H. G. Lyons: Die Nilflut und ihre Schwankungen[2]). Wir entnehmen der Naturwissenschaftlichen Rundschau im Auszuge ein Referat über diese Abhandlung und fügen einige numerischen Daten aus dem Originale bei.

Vor allem wird die Unregelmäßigkeit des Eintritts des niedrigsten und höchsten Wasserstandes des Nils in den einzelnen Jahren konstatiert. Sie ergibt sich aus den in Chartum und Assuan angestellten Messungen von 1869 bis 1903. Das Minimum stellt sich meistens in Chartum in der ersten Dekade, in Assuan in der letzten Dekade des Mai bis Mitte Juni

[1]) Diese Zahlen beziehen sich auf Madras.

[2]) The Geographical Journal Sept. and Oct. 1905. On the Nile flood and its variation. 50 S. in 8° mit Diagrammen. Capt. H. G. Lyons, Director General Survey Department, Egypt.

Digitized by Google

ein. Abweichungen von dieser Regel um mehrere Wochen früher oder später zeigen sich an beiden Orten. Das Maximum tritt in Chartum sowohl wie in Assuan gewöhnlich zu Anfang bis Mitte September ein, ausnahmsweise auch einen Monat früher.

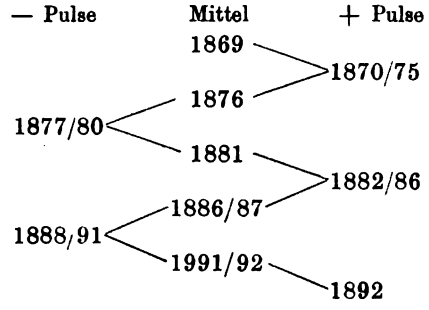
Das mittlere Datum des Eintrittes des niedrigsten Wasserstandes ist zu Chartum der 13. Mai, zu Assuan der 1. Juni. Die höchsten Wasserstände treffen zu Chartum am 6. September, zu Assuan am 4. September ein.

Daß das Maximum fast gleichzeitig in Assuan und in Chartum, ja in Assuan manchmal eher als in Chartum erreicht wird, hat darin seinen Grund, daß der zwischen beiden Orten mündende Atbara zuweilen eine vorzeitige Wassermenge dem unteren Nil zuführt.

Eine zweite, ebenfalls sehr starke Unregelmäßigkeit zeigt sich in der quantitativen Verschiedenheit der jährlichen Maxima und Minima der Nilfluten. Doch hat man bei ihnen eine Art von Gesetzmäßigkeit entdeckt; auf Grund genauer Berechnungen ergab sich nämlich, daß die Maxima die normale Wassermenge um 30 Proz. übertreffen und die Minima um 30 Proz. unter ihr bleiben.

Forscht man nach der Quelle dieser zeitlichen und quantitativen Unregelmäßigkeiten, so muß zuerst die Frage entschieden werden: Von welchem Zufluß hängt das Steigen und Sinken des unteren Nils hauptsächlich ab, vom Blauen oder vom Weißen Nil? Die Entscheidung ist zwar schon längst zugunsten des Blauen Nils gefallen; aber daß der Weiße Nil einen kaum beachtenswerten Einfluß auf die ägyptischen Nilfluten ausübt, darüber haben erst die neuesten, auf das sorgfältigste angestellten Messungen in Chartum und Duem absolute Gewißheit verschafft, wie Kapitän Lyons ausführlich nachweist.

Eine weitere Frage ist die: Gibt es eine periodenweise, auch nur annähernd regelmäßige Wiederkehr der Maxima und Minima der Nilfluten? Obwohl man jetzt zuverlässige Messungen besitzt, die sich auf einen Zeitraum von 80 Jahren erstrecken, so ist die Feststellung einer konstanten Periodizität bisher nicht gelungen. Die höchsten Wasserstände liegen oft mehrere Jahre weit auseinander, bald folgen sie sich rasch. Durch Lyons Diagramm wird auch die Behauptung widerlegt, daß ein äußerst niedriges Minimum der Vorgänger eines besonders hohen Maximums sei. Eine Andeutung von Regelmäßigkeit hat man übrigens aus der Tabelle der Messungen in Assuan von 1869 bis 1903 herausgefunden: nach ungefähr 17 Jahren erfolgt stets ein Maximum von anormaler Höhe. Da man jedoch aus Aufzeichnungen früherer Jahre ein gleiches nicht nachweisen kann, so wird auch die Hypothese von dieser Art Periodizität hinfällig. Lyons gibt folgende Daten für die Mittelstände und die Extreme der Nilflut.



Da der Blaue Nil hauptsächlich mit seinen linksseitigen Nebenflüssen, welche die abessinischen Provinzen Schoa, Walega und Kaffa entwässern, der Nährvater des ägyptischen Nils ist, so sind natürlich die Regen Abessiniens entscheidend für die Stärke und Schwäche der Nilfluten. Man hat nun versucht, diese in Zusammenhang zu bringen mit der 35jährigen Periode in Brückners „Klimaschwankungen", oder mit der 11jährigen Sonnenfleckenperiode, oder endlich mit dem SE-Monsun und der Regenzeit Indiens.

Lyons unterwirft diese drei Hypothesen einer sorgfältigen Prüfung. Er liefert den Nachweis, daß die Brücknersche Periodizität keineswegs immer zutreffend in den Nilflutmessungen wiederzufinden ist; im Gegenteil, gerade in den Trockenperioden Brückners fallen mehrmals besonders starke Hochfluten. Nur bezüglich der „temporären Ausnahmen" Brückners ergibt sich hier und da eine Übereinstimmung. Ähnlich verhält es sich mit der Periode der Sonnenflecken; ein Maximum derselben entspricht wohl zuweilen einem Maximum der Nilflut, aber fast ebenso häufig ein Minimum. Der Regen in Abessinien hängt

Digitized by Google

eben — bemerkt Lyons — von Ursachen ab, die ein Zusammenfallen der Sonnenfleckenmaxima mit den höchsten Anschwellungen des Nils verhindern. Mit größerer Wahrscheinlichkeit läßt sich ein Zusammenhang der Nilflutschwankungen mit den intensivsten Regen- oder den Trockenjahren Indiens annehmen; doch von einer konstanten Abhängigkeit kann auch hier keine Rede sein. Denn in 9 von 28 Jahren war zu gleicher Zeit das Steigen oder Sinken des Nils verschieden von der Regenfülle oder Dürre in Indien.

Kapitän Lyons stellt schließlich als Ergebnis seiner umsichtigen kritischen Untersuchungen den Satz auf: Soweit unsere gegenwärtigen Kenntnisse reichen, hängen die Nilflutschwankungen wohl in erster Linie von dem Monsun des Indischen Ozeans ab, doch werden sie zugleich von lokal beschränkten meteorologischen Zuständen, und zwar wesentlich von den NE-Afrika beherrschenden Luftdruckverhältnissen beeinflußt.

W. Doberck: Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Hongkong 1894—1903. Den kürzlich erschienenen: Observations made at the Hongkong Observatory in the year 1903 entnehmen wir die nachstehenden 10jährigen meteorologischen Mittelwerte und Extreme. Die höchste Temperatur war 36.1°, die tiefste 3.0°. Im Winter (November bis Februar) sinkt die relative Feuchtigkeit zuweilen unter 10 Proz., das absolute Minimum war 6 Proz. im Februar; von März bis Oktober wieder gehen die Minima nicht unter 24 Proz. herab, absolutes Minimum im Juli 49 Proz. Der größte Dampfdruck war 28.4 mm, der kleinste 0.7 mm. Das absolute Maximum der Windgeschwindigkeit erreichte im Juli 174 km pro Stunde oder 48 m pro Sekunde. Das absolute Maximum am Solarthermometer war 160.1° F = 72.2° C. Das mittlere Maximum ist 51.9° C. Die 10jährigen Mittelwerte und Extreme der Periode 1885—1894 findet man in dieser Zeitschrift 30, 190 usw. (1895).

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Hongkong 1894—1903.
22° 15′ NBr., 114° 12′ E. v. Gr., 33 m.

	Luftdruck				Temperatur						Feuchtigkeit		
	Beob.	Meeresn. 45°	Absolute Extreme		Mittel	Mittl. tägl. Extreme		Tgl. ap. Ampl.	Absolute Extreme		Absolut mm	Relativ Proz.	Regenmenge
Januar .	763.0	764.6	75.0	54.5	15.7	13.6	18.3	4.7	3.1	26.2	9.9	73	25
Februar .	63.2	64.8	71.7	47.3	14.6	12.6	16.9	4.3	3.6	25.1	9.2	72	50
März . .	60.4	61.9	68.1	52.6	17.7	15.7	20.1	4.4	7.7	27.8	12.6	82	30
April . .	58.0	59.5	65.4	51.4	21.8	19.9	24.1	4.2	13.8	30.4	16.5	84	90
Mai . .	55.6	57.0	63.1	47.7	25.3	23.4	27.8	4.4	17.9	33.1	20.0	83	301
Juni . .	53.0	54.4	58.7	44.2	27.1	25.2	29.4	4.2	20.5	34.2	22.1	83	422
Juli . .	52.7	54.1	59.4	30.5	27.8	25.8	30.3	4.5	23.0	34.4	22.6	82	271
August .	52.3	53.7	58.7	38.8	27.4	25.3	30.2	4.9	22.8	36.1	22.6	83	369
Septbr. .	55.5	56.9	62.2	44.5	27.0	24.9	29.8	4.9	18.7	34.4	20.2	76	199
Oktober .	58.7	60.2	66.2	38.8	24.5	22.4	27.1	4.7	14.1	33.0	16.3	71	119
Novbr. .	61.4	62.9	69.3	29.9	20.7	18.3	23.8	5.5	8.2	29.8	12.3	65	66
Dezbr. .	63.3	64.8	73.3	56.4	17.1	14.7	20.0	5.3	4.8	26.5	9.8	65	22
Jahr . .	758.1	759.6	75.0	29.9	22.2	20.1	24.8	4.7	3.1	36.1	16.2	77	1964

	Mittlere Windrichtung	Mittlere Windgeschwindigkeit km/Std.	Tage mit				Regen-Std.	Oberer Wolkenzug	Bewölkung	Sonnenschein		Temperatur	
			Donner	Blitz	Nebel	Regen				Std.	Proz.	Interdiurne Veränderlichkeit	Solarmax. weniger Luft Max.
Januar .	E 17° N	6.0	0	0	4	7	38	W 17° S	6.3	144	46	1.19	26.0
Februar .	17	6.2	1	1	4	9	58	9	7.4	94	32	1.31	23.7
März . .	7	6.8	2	2	8	10	47	22	7.8	100	29	1.39	24.7
April . .	1	6.5	4	6	6	10	51	14	7.9	110	31	1.17	26.2
Mai . .	E 18° S	5.7	6	14	1	15	102	7	7.2	160	42	1.02	27.5
Juni . .	53	5.8	11	18	1	21	134	W 38° N	7.9	145	38	0.69	27.2
Juli . .	46	5.0	7	15	2	21	124	N 26° E	6.7	213	56	0.51	28.9
August .	37	4.5	10	20	5	17	110	N 13° E	6.6	197	53	0.64	28.3
Septbr. .	E 8° N	5.1	5	11	4	12	74	N 2° E	5.4	204	60	0.58	29.4
Oktober .	22	6.7	1	2	1	7	49	N 9° W	5.6	200	60	0.73	28.3
Novbr. .	30	5.9	0	0	1	6	38	W 43° S	5.3	178	58	1.02	27.5
Dezbr. .	24	5.4	0	0	3	5	32	25	5.3	175	57	1.26	26.4
Jahr . .	E 2° S	5.8	47	89	40	140	852	W 24° N [1])	6.6	1919	47	0.96	27.0

[1]) Die Cirruswolken ziehen stets aus W bis SW, nur im Juli aus E.

Digitized by Google

Windhäufigkeit. Tage im Mittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N . . .	5	5	2	1	0	0	0	0	2	6	7	7	35
NE . . .	4	5	3	2	1	1	1	1	3	4	6	5	36
E . . .	19	17	23	22	16	11	10	12	16	18	15	17	196
SE . . .	1	0	1	2	2	3	6	4	3	1	0	1	24
S . . .	0	0	0	2	4	5	4	3	1	0	0	0	19
SW . . .	0	0	0	1	5	10	7	6	2	1	0	0	32
W . . .	1	0	1	1	2	1	3	5	2	1	1	0	18
NW . .	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	1	7

Täglicher Gang in Abweichungen vom Mittel.

	Vormittag							Nachmittag						
	Dampfdruck jährl. Gang	Gang der relativen Feuchtigkeit im Winter	Frühlg.	Sommer	Herbst	Jahr	Windstärke Jahr	Dampfdruck jährl. Gang	Gang der relativen Feuchtigkeit im Winter	Frühlg.	Sommer	Herbst	Jahr	Windstärke Jahr
1[a]	0.23	5.0	4.7	5.0	5.7	5.1	— 0.8	— 0.18	— 8.0	— 7.0	— 7.0	— 8.3	— 7.6	2.0
2	.15	5.0	4.7	5.0	5.7	5.1	— 1.0	— .15	— 7.7	— 7.0	— 7.0	— 7.7	— 7.3	1.9
3	.08	5.0	5.0	5.7	5.3	5.2	— 0.9	— .13	— 6.7	— 6.3	— 7.0	— 6.7	— 6.7	1.7
4	.00	4.3	4.7	5.3	5.3	4.9	— 1.0	— .08	— 4.7	— 5.3	— 5.7	— 4.7	— 5.1	1.3
5	— .10	4.0	4.7	5.7	5.0	4.8	— 1.3	— .03	— 2.7	— 3.3	— 4.0	— 1.7	— 2.9	0.7
6	— .15	4.0	4.3	5.3	4.7	4.6	— 1.4 [1])	.05	0.0	— 1.0	— 2.0	0.7	— 0.6	— 0.4
7	— .15	2.7	2.7	3.3	2.7	2.8	— 1.1	.15	1.3	1.0	0.7	1.7	1.2	— 0.9
8	— .18	0.0	0.7	0.3	— 1.0	0.0	— 0.2	.23	2.3	2.0	2.0	3.0	2.3	— 1.3
9	— .20	— 3.0	— 2.0	— 1.3	— 4.0	— 2.6	0.8	.28	3.3	2.7	2.7	3.7	3.1	— 1.0
10	— .28	— 5.3	— 4.3	— 4.3	— 6.7	— 5.1	1.2	.33	4.0	3.3	3.7	4.3	3.8	— 1.0
11	— .25	— 6.7	— 6.0	— 6.0	— 8.0	— 6.7	2.3	.33	5.3	4.0	4.3	4.7	4.6	— 0.9
Mittg.	— .23	— 7.7	— 6.7	— 6.3	— 8.3	— 7.2	2.0	.30	5.3	4.3	4.7	5.3	4.9	— 0.8
								16.2	70.3	83.0	82.7	70.7	76.7	13.0 [1])

Gewitterzüge im April und Mai des Jahres 1904 in Steiermark. Dem Jahresbericht des Herrn Prof. Prohaska in Graz (Jahrbücher der k. k. Met. C. 1904) entnehmen wir im Auszuge folgendes:

Recht interessant gestaltete sich die Witterung vom 22. bis zum 26. April 1904. In diesen Tagen lag die Temperatur längs des ganzen E-Randes der Alpen andauernd hoch, während die österreichischen Alpenprovinzen kühl blieben. Zugleich war E- und NE-Europa von hohem, W- und SW-Europa von tiefem Luftdrucke beherrscht. Die Gewitter zogen in diesen Tagen durchweg aus S, SE und E; erst am 26. drehte sich ihr Zug noch weiter bis NE zurück. Die östliche Hälfte des Beobachtungsnetzes lag an der Grenze der warmen und kühlen Area. Hier war die Gewittertätigkeit sehr lebhaft (vom 22. und 23. zusammen 537 Berichte aus Steiermark). Der W des Beobachtungsnetzes war nicht mehr Übergangsgebiet, er gehörte schon ganz der kühlen Zone an, hier fehlten die Gewitter; W-Kärnten von Villach ab, im obersten Murgebiet der Bezirk Murau mit dem Lungau, dann das Gebiet der Traun und Enns von Selztal aufwärts blieben in dieser fünftägigen Periode gänzlich gewitterfrei.

Die Gewitter setzten am Abend des 22. April in Mittel- und S-Steiermark mit ungewöhnlicher Heftigkeit ein, namentlich der unmittelbar an den E-Rand der Alpen sich anschließende Gebietsstreifen von Cilli bis Bruck a. d. Mur war der Schauplatz sich fortgesetzt erneuernder Gewittertätigkeit. Weiter gegen E hin nahm dieselbe ab, die Stationen längs der ungarischen Grenze notierten vorwiegend nur intensives Wetterleuchten an der W-Seite. Über Graz entluden sich zwischen $5^{p}\,40$ und $10^{p}\,6$ sehr blitzreiche Einzelgewitter, eines ging in das andere über. Der Beobachter von Eibiswald bemerkte, die Entladungen seien so heftig gewesen, wie seit 5 bis 6 Jahren nicht mehr. Ähnliche Berichte liegen aus der Gegend von Cilli, Windischfeistritz usw. vor.

Am 23. April war die erwähnte Witterungssituation am besten ausgeprägt: Eine Tiefdruckzone erstreckt sich von den italienischen Gewässern bis zum Kanal, das östliche Rußland ist von einem hohen Druckmaximum bedeckt; die Alpenländer sind kühl, von der N-Schweiz bis Oberösterreich werden 7^{0} bis 9^{0}, aus S-Ungarn und Serbien hingegen ungefähr 15^{0} Morgentemperatur gemeldet. Bis zum Nachmittage steigerte sich die Differenz auf 9^{0} bis 10^{0}. Durch diesen Temperaturgegensatz wurde das von E nach W gerichtete

[1]) Engl. Meilen pro Stunde.

Digitized by Google

Druckgefälle in der Wolkenregion über dem östlichen Teile des Netzes noch verstärkt und eine lebhafte obere Strömung aus S bis SE hervorgerufen, die relativ warme Luft gegen die Alpen führte. Das rasche Abfließen der Luft in den oberen Lagen begünstigte aber das Aufsteigen der unteren Luftmassen, die in ihrer horizontalen Bewegung durch die Alpen gehemmt waren. So erklärt sich die große Neigung zur Gewitterbildung am E-Rande der Alpen.

Die Morgenstunden dieses Tages brachten einen interessanten Gewitterzug, der, aus Kroatien kommend, das Beobachtungsgebiet um 4ᵃ30 am Uskokengebirge in Unterkrain erreichte und mit 45 km stündlicher Geschwindigkeit über Lichtenwald, Cilli, Unterdrauburg, dann über die Kor- und Gleinalpen, weiter über Kraubat a. d. Mur, Mautern (im Liesingtale) und Hieflau in der Richtung von SSE nach NNW bis zur oberösterreichischen Grenze zog. Die letzte Station, die vom Gewitter erreicht wurde, ist Großreifling a. d. Enns. Hier langte das Gewitter um 9ᵃ10 an. In Oberösterreich fehlen leider hier fast bis zur Donau hin Gewitterstationen. Man kann daher nicht entscheiden, ob die Meldung von St. Florian (südöstlich von Linz), welcher Ort zwischen 10ᵃ50 und 11ᵃ05 Gewitter aus SE hatte und genau in der Fortsetzung dieser Gewitterbahn gelegen ist, noch zum obigen Gewitterzuge gehörte. Bei konstanter Geschwindigkeit würde sich der Beginn für St. Florian ungefähr 10ᵃ40 ergeben[1]).

Am Nachmittage trat abermals ein Gewitter aus Kroatien nach Unterkrain über. Die erste Station des Netzes, die erreicht wurde, war Drasič a. d. Kulpra (1ᵖ45). Das Gewitter zog über das Uskokengebirge zur Gurk und Save, dann über St. Marein bei Erlachstein, Pöltschach, Marburg und Spielfeld bis Kirchfeld a. d. Raab (7ᵖ). Von den Uskoken bis Oberndorf bei Kirchfeld fiel Hagel ohne Unterbrechung und zumeist in großer Menge, so daß in der ganzen Erstreckung des Gewitters bis zur Raab ein bedeutender Hagelschaden entstand. Die Schloßen waren mit Rücksicht auf die frühe Jahreszeit, namentlich in S-Steiermark (bei St. Marein, Grobelno, Radisell), teilweise von bedeutender Größe, einzelne größer als Hühnereier. Vom Uskokengebirge bis Oberndorf bei Kirchberg a. d. Raab hatte die Hagelbahn eine Länge von 134 km. Sie hatte aber schon auf der S-Seite dieses Gebirges ihren Anfang genommen, denn Herr A. Hanzlowski in Polana bei Landstraß berichtete speziell, daß sich von den Uskoken aus nicht bloß die steirischen Berge jenseits der Save, sondern auch die Höhen auf der kroatischen Seite, gegen Karlstadt zu, mit Hagel bedeckt zeigten. Die Breite der Hagelbahn betrug zumeist 10 km; auf ihrer linken (westlichen) Seite erlitt sie zweimal eine plötzliche Verschmälerung, fast bis auf die Hälfte; ihre rechtsseitige Begrenzung verlief ziemlich geradlinig.

Hagelstriche aus S wurden bisher nur zwei beobachtet und diese waren ganz unbedeutend. Es bildete also dieses Hagelwetter sowohl hinsichtlich seiner Richtung, Heftigkeit und Länge, als auch wegen der frühen Jahreszeit ein bemerkenswertes Ereignis.

Einen interessanten Witterungslauf nahm auch der 4. Mai. Die Wetterkarte dieses Tages ließ einen Tiefdrucksack erkennen, der sich 7ᵃ von Finnland bis in die Gegend von Aachen erstreckte. Der südliche Teil desselben zog nun im Laufe des Tages an der N-Seite der Alpen rasch gegen E ab und an seiner Rückseite folgte ein kräftiger Vorstoß des über dem Golf von Biskaya lagernden Druckmaximums. Durch diese Druckschwankung wurde ein großes Frontgewitter ausgelöst, das vor 2ᵖ aus Bayern nach Salzburg (Beginn in Stadt Salzburg 1ᵖ40) hereinbrach, 3ᵖ Steiermark bei Aussee, 6ᵖ Graz erreichte und gegen 8ᵖ die kroatische Grenze überschritt. Nord- und Mittelsteiermark wurden durch den den Ausbruch des Gewitters begleitenden orkanartigen, aber nur kurz andauernden Sturm aus NW (bzw. W) stark in Mitleidenschaft gezogen, es wurden viele Bäume gebrochen oder entwurzelt, Dächer fortgetragen, Gebäude demoliert, ja sogar Personen aufgehoben und ein Mann durch die Wirkung des Sturmes getötet. Es wurde bereits erwähnt, daß fast alle von diesem Gewitter betroffenen Stationen Steiermarks Hagel meldeten, und daß dieser längs der ganzen Stirnseite des Gewitters fiel. Das Fortschreiten der Gewitterfront ließ sich daher diesmal durch die Eintrittszeit des Hagels, wofür in Steiermark auch die besonderen Hagelmeldungen von nahezu 400 Schulleitungen verwendet werden konnten, besser als durch den Zeitpunkt des ersten Donners feststellen. Und da zeigte es sich, daß die für 2ᵖ, 3ᵖ, 4ᵖ usw. konstruierten Frontlinien nicht parallel waren, sondern gegen SW hin, das ist gegen das Innere der Alpen zu, konvergierten, gegen den Rand derselben aber auseinandertraten. Die Front

[1]) Auch im südlichen Böhmen stellte sich gegen Mittag Gewitter ein.

Digitized by Google

wurde also durch das Gebirge gewissermaßen zurückgehalten, die Geschwindigkeit der Fortpflanzung hier vermindert.

Bis zum Ausbruch dieses Gewitters herrschte in Steiermark leichter S- oder SW-Wind und auch der Wolkenzug kam aus SW. Das Einsetzen der kalten NW-Strömung fiel mit dem Ausbruche des Gewitters zusammen oder ging ihm nur wenig voraus, diese Strömung nahm in den tiefsten Lagen ihren Anfang, schwoll aber ziemlich rasch zu bedeutender Mächtigkeit an. Die Temperatur stürzte um 8 bis 10° herab. Am Sonnblick wehte Vormittag und Mittag schwacher bis mäßiger Wind aus W oder WSW. Von 1 bis 3^p herrschte daselbst ziemlich starker S-Wind; zwischen 3 und 4^p erfolgte der Umschlag desselben nach NE und die Temperatur sank innerhalb dieses Stundenintervalles von $-1.5°$ auf $-8.5°$. In Zell am See war der NW-Sturm schon um 2^h, in Salzburg um 1^h 40 zum Ausbruch gekommen. Dieses Gewitter war ein typisches Beispiel jener Klasse von Gewittern, die durch das keilförmige Eindringen kalter Luft unter die ihr vorgelagerten wärmeren Luftschichten zustande kommen.

In Kärnten, Krain und im äußersten Süden Steiermarks war der Durchbruch der NW-Strömung weniger einheitlich; es traten hier am Abend und in der Nacht mehrere Zuggewitter auf, sie erlangten jedoch keine große Ausdehnung. In Krain war der 4. Mai der gewitterreichste Tag des Jahres.

A. Schmidt über die Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen zu Potsdam im Jahre 1905[1]. Die in nachstehender Übersicht zusammengestellten Mittelwerte der magnetischen Elemente am Observatorium zu Potsdam ($S = 52°\,22.56'\,4''$; $\lambda = 13°\,3.51'\,0'' = 0$ Std. 52 Min. 15,4 Sek. E v. Gr.; $h = 86$ m über N. N.) sind für das Jahr 1905 wie für die früheren als Durchnittsbeträge sämtlicher Tagesmittel abgeleitet worden. Während aber diese letzteren bisher aus den je 24 Einzelwerten zu den vollen Stunden, also durch ein Näherungsverfahren berechnet wurden, werden sie seit Beginn des Jahres 1905 streng als Durchschnitt der Mittelwerte für die einzelnen Stundenabschnitte bestimmt. Diese werden im allgemeinen mit Hilfe einer zweckentsprechend eingerichteten Skala unmittelbar abgelesen und nur bei stärker gestörten Kurven planimetrisch bestimmt, wozu ein besonderer zu diesem Zwecke gebauter Apparat dient[2]). Von sachlicher Bedeutung ist die hiermit getroffene Verschärfung des Verfahrens nur für die Ableitung der einzelnen Tagesmittel, besonders an gestörten Tagen. Die Monatsmittel werden dadurch kaum noch beeinflußt, die Jahresmittel natürlich noch weniger.

Den Zahlen für das Jahr 1905 sind wieder, wie bisher, zur bequemeren Vergleichung die bereits früher in dieser Zeitschrift veröffentlichten Werte für die zwei vorhergehenden Jahre hinzugefügt. Unter Γ ist die Einheit der magnetischen Feldstärke im elektromagnetischen Maßsystem (cm — 1/2 g 1/2 s — 1) verstanden. Das negative Zeichen bei der Deklination deutet an, daß diese westlich ist.

Element		1903	1904	1905
Deklination	D	$-9°\,43.8'$	$-9°\,39.4'$	$-9°\,34.5'$
Inklination	I	$+66°\,20.0'$	$+66°\,19.6'$	$+66°\,19.3'$
Horizontalintensität	H	0.18876	0.18880	0.18879 Γ
Nördliche Komponente	X	+0.18605	+0.18612	+0.18616 Γ
Östliche Komponente	Y	−0.03190	−0.03167	−0.03140 Γ
Vertikalintensität	Z	+0.43068	+0.43065	+0.43051 Γ
Totalintensität	F	0.47022	0.47021	0.47008 Γ

Von den 8760 Stundenwerten jedes Elementes waren bei der Deklination 1421, bei der Horizontalintensität 1551, bei der Vertikalintensität 779 als gestört zu bezeichnen.

Stärkere Störungen (vom Charakter 4 oder 5 nach der von Eschenhagen eingeführten Skala) fielen auf folgende Tage: 6. Januar, 3. Februar, 2., 7. März, 1. April, 9. Juni, 2., 3. August, 12., 15., 16. November. Am 12. November wurden auch nach Mitteilungen des Haupttelegraphenamtes in Berlin an das Observatorium auf verschiedenen Linien des Telegraphennetzes während kurzer Zeit Erdströme bemerkt.

---

[1]) Annalen der Physik 19, 1079 (1906).

[2]) Eine Beschreibung dieses Apparates ist von dem Verfasser in der „Zeitschrift für Instrumentenkunde“ 25, 261—273 (1905) gegeben worden.

Digitized by Google

Wasserhosen. Unter dieser Überschrift ist auf der Rückseite einer der letzten von der Seewarte herausgegebenen Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean eine Abhandlung veröffentlicht, welche zunächst einen Bericht des Herrn Kapitäns Cords vom Viermaster „Alsterdamm" wiedergibt. Der Berichterstatter schildert seine Wahrnehmungen über die ersten Anzeichen einer Wasserhose und ihren Entwickelungsgang, solange er beobachtet werden konnte, was nicht mehr möglich wurde, als ein allgemeiner Regen alles unsichtbar machte.

Die Seewarte knüpft an die Darstellung einige Bemerkungen und bestätigt, daß sich das, was Kapitän Cords wahrgenommen habe, mit den Erfahrungen decke, die bisher über Wasserhosen bekannt seien.

Über die Entstehungsursache der Wasserhosen ist man noch immer ungenügend aufgeklärt. Als Vorläufer derselben wird gewöhnlich drückende, schwüle Luft mit nachfolgendem Gewitter angegeben. Die Behauptung, daß windstilles Wetter die Bildung der Wasserhosen besonders begünstige, ist keinesfalls richtig: die meisten wurden gerade bei sehr böigem Wetter angetroffen, und selbst in orkanartigen Stürmen sind Wasserhosen beobachtet worden.

Sehr eifrige Untersuchungen hat nach dieser Richtung hin der amerikanische Meteorologe Cleveland Abbe während einer Expeditionsfahrt auf der „Pensacola" unternommen. Er beobachtete das auch sonst nicht ungewöhnliche Vorkommnis, wie sich Wasserhosen bei sonnenklarem Wetter in einer plötzlich aufkommenden Regenböe bildeten. Die Regenwolke war im wesentlichen ein Teil einer Cumuluswolke, die aus losem, niedrigem Gewölk bestand. Das Eigentümliche der ganzen Erscheinung lag darin, daß Wasserhosen auf der von der Sonne beschienenen Seite der Wolke auftraten, während sich auf der anderen von der Sonne nicht beschienenen Seite keine zeigten. Abbe führt das Entstehen dieser Wasserhosen auf einen besonderen aufsteigenden Luftstrom infolge der größeren Erwärmung zurück, der hier durch die größere Leichtigkeit eines Teiles der Wolke verursacht wurde. Er sagt dazu:

„Es ist klar, daß zur Bildung des von der Wolke herabhängenden Teiles der Wasserhose ein stärkerer Luftwirbel notwendig ist als zur Bildung des aus Schaum, Wasserdunst und Tropfen bestehenden Wirbels an der Meeroberfläche. In den meisten Fällen entstanden letztere früher als die charakteristische Wolkenbildung der Wasserhose, aber es wurde nichts bemerkt, woraus sich hätte schließen lassen, daß eine aufwärts stattfindende Bewegung an der Meeroberfläche begann und daß Seewasser in die Wolken gelangte. Die emporgerissenen Wassertropfen wurden, nachdem sie höchstens 30 m Höhe erreicht hatten, aus dem Wirbel herausgeschleudert und fielen hinab auf den von weitem einer Schüssel gleichenden Wasserwirbel." (Ann. d. Hydr. 1890, S. 455.) Diese Wahrnehmung widerspricht allerdings verschiedenen anderen Angaben, nach denen deutlich beobachtet wurde, wie das Wasser in Spiralen von unten nach oben geschleudert worden ist. (Ann. d. Hydr. 1900, S. 329; Ann. d. Hydr. 1878, S. 254; Ann. d. Hydr. 1877, S. 466.) Das Auffallendste an den von „Alsterdamm" beschriebenen Wasserhosen ist jedenfalls die kugelförmige Gestalt der Wasserstaubwolken. Eine optische Täuschung ist wegen der geringen Entfernung, die zwischen dem Schiff und den Wasserhosen lag, so gut wie ausgeschlossen. Meist wird die Form des unteren Teiles oder des Fußes ähnlich der des oberen Teiles angegeben, und nach den meisten Beschreibungen ist auch der Fuß von Dünsten und aufspritzendem Wasser umgeben, oft von starkem Sausen begleitet, während hier gerade die Ruhe des Meerwassers in unmittelbarer Nähe der Erscheinungen hervorgehoben wird.

Nach verschiedenen Auslegungen werden Wind- und Wasserhosen sowie Wirbelwinde als ein und dieselbe Erscheinung aufgefaßt. Beschädigungen der Schiffe oder der Takelage sind gewöhnlich von solchen Wind- und Wasserhosen gemeldet worden, die in Begleitung barometrischer Minima oder großer ausgedehnter Luftwirbel auftraten. Von letzteren unterscheiden sich die hier betrachteten Wirbel nicht nur durch die Größe, sondern vielmehr durch die Größenverhältnisse. (Siehe Segelhandb. f. d. Stillen Ozean, S. 211.) Der Durchmesser der Wind- und Wasserhosen wird im Verhältnis zur Höhe als ein schwankender Wert bezeichnet, und er verhält sich durchschnittlich etwa wie 1 : 10; es sollen aber auch schon Wasserhosen gesehen worden sein, deren Durchmesser nur ein Hundertstel ihrer Höhe betrugen.

Digitized by Google

Die Kenntnis von der Natur der Wasserhosen ist jedenfalls in vielen Punkten noch sehr mangelhaft. Selbst bei solchen, die aus großer Nähe beobachtet werden, kommen Täuschungen zu leicht vor, so daß die Angaben über die Entstehungsart, die Drehung und Fortbewegung sich noch vielfach widersprechen. Daher sind sorgfältige Beobachtungen — wenn möglich photographische Aufnahmen — auch fernerhin von großem Werte und werden gewiß viel dazu beitragen, manches Unklare darüber zu beseitigen.

Die drehende Bewegung scheint je nach den Umständen eine verschiedene zu sein, teils wird sie als Drehung gegen die Sonne, teils als solche mit der Sonne angegeben; am häufigsten ist wohl die erstere. Daß die drehende Bewegung dieser Erscheinungen nichts mit der Erdumdrehung zu tun hat, geht aus zwei zuverlässigen Beobachtungen hervor, die beide auf der nördlichen Halbkugel angestellt wurden.

Kapitän Allen vom amerikanischen Dampfer „Santiago" traf am 29. April 1889 nördlich von Royal Isl. (Bahamainseln) eine Wasserhose, welche sich ihm näherte und etwa 30 m vom Schiffe entfernt auseinanderriß. Der Dampfer passierte darauf den Außenrand der Wasserhose, deren Durchmesser 60 bis 70 m betragen mochte. Beim Passieren wurde festgestellt, daß das Innere der Wasserhose hohl war und daß das Wasser sich kreisförmig von W nach E, also gegen die Sonne, bewegte. (Ann. d. Hydr. 1890, S. 37.)

Dem gegenüber steht ein Bericht (Ann. d. Hydr. 1879, S. 673) des Kapitäns Lehmann vom Schiff „Samarang", der in 3° NBr. und 35° WL. am 13. Juni 1879 ebenfalls aus solcher Nähe eine Wasserhose beobachtete, daß er einen Zweifel über die Richtigkeit seiner Wahrnehmungen für ausgeschlossen hält. Er stellte fest, daß die Drehung von links nach rechts, also mit der Sonne, erfolgte.

Ob die Art der Fortbewegung von bestimmten Gesetzen abhängig ist, ist ebenfalls noch nicht aufgeklärt. Nach dem amerikanischen Meteorologen J. P. Finley soll die Fortbewegung aller Tornados von W nach E erfolgen, so daß man sich westlich davon immer in Sicherheit befindet. In der früher erwähnten Auffassung, daß Wirbelwinde und Wasserhosen ein und dieselbe Erscheinung seien, müßte sich dies auch auf die Fortbewegung der Wasserhosen anwenden lassen. Dies scheint nach den hierüber gemachten Meldungen durchaus nicht zutreffend zu sein. Abbe hat z. B. während einer Fahrt auf der „Pensacola" bei seinen Beobachtungen im Golfstromgebiet festgestellt, daß alle Wasserhosen sich von SE nach NW fortbewegten. Das Schiff hatte südöstlichen Wind, begleitet von häufigen Regenschauern und einzelnen Böen.

In einem anderen Falle bewegte sich eine Wasserhose bei Windstille in der Richtung des erst 6 Stunden später eintretenden Nordostpassats. (Bark „Nanny", siehe Segelhandbuch für den Stillen Ozean, S. 307.) Die deutsche Brigg „F. H. Lübken", Kapitän E. F. Schoone, passierte am 14. Dezember 1890 in etwa 26° SBr. und 150° WL. bei NW-Wind St. 7 eine Wasserhose, die sich ebenfalls in der Windrichtung fortbewegte. (Segelhandbuch für den Stillen Ozean, S. 205.)

Es ließen sich noch mehrere solcher Beispiele anführen, man könnte danach aber folgern, daß die Richtung, in der die Wasserhosen sich fortbewegen, von der vorherrschenden Luftströmung abhängig ist.

Zuletzt mag noch auf die Gefahren hingewiesen werden, die ein Begegnen mit Wasserhosen in sich schließt, obgleich das infolge der geringen Ausdehnung letzterer nur zu den seltenen Vorkommnissen gehört. Die deutsche Bark „Ceylon", Kapitän Nieman, verlor am 10. April 1875 in 31° NBr. und 71° WL. durch Begegnung mit einer Wasserhose Groß- und Besanmast; der Steuermann wurde erschlagen und der Kapitän verletzt. (Ann. d. Hydr. 1895, S. 372.) Die Bark „Reindeer", Kapitän Strandt, wurde am 11. Februar 1888 in 32° NBr. und 76° WL. bei klarem Wetter von einer Wasserhose entmastet. Das deutsche Schiff „Columbus", Kapitän Sauermilch, geriet am 20. November 1888 in 4.5° NBr. und 26.4° WL. mit einer Wasserhose zusammen, die ihm Klüverbaum, Groß- und Vorbramstänge herunterriß, während der Kreuztopp von ihr nicht berührt wurde und unversehrt blieb. (Ann. d. Hydr. 1892, S. 294.)

Einen ungefähren Begriff von der Gewalt des in einer Wasserhose vorhandenen Wirbels erhält man aus dem Bericht über den bereits erwähnten Unfall auf der „Ceylon". Das Schiff steuerte bei einer mäßigen SW-Brise nach NNW. Plötzlich wurde nahebei in der Richtung WNW eine Erscheinung wahrgenommen, welche man zuerst für ein Schiff hielt,

Digitized by Google

die sich jedoch als eine Wasserhose erwies. Das Schiff fiel mit der Steuerbordseite derartig über, daß die Nocken der Unterrahen beinahe das Wasser berührten. Dann wurde es plötzlich von seinem bisherigen Kurse NNW nach SSE herumgeworfen, wobei die noch stehenden Segel zerrissen. Als der Wind von St.-B. einkam, richtete sich das Schiff auf, legte sich aber nach der anderen Seite gleich wieder soweit über, daß die Reling unter Wasser kam. Groß- und Kreuzmast brachen über Deck ab. Der ganze Vorgang dauerte nach Schätzung des Kapitäns 2 bis 3 Minuten. Es zeigten sich während desselben St. Elmsfeuer auf allen Eisenteilen. (Ann. d. Hydr. 1885, S. 372.)

Daß nicht jede Wasserhose eine vernichtende Wirkung ausübt, geht aus einer anderen Mitteilung des Kapitäns J. Stricker von der deutschen Bark „Elisabeth Rickmers" hervor. (Segelhandbuch für den Ind. Ozean, S. 177.) „Am 12. Mai in 27° 55′ SBr. und 44° 59′ EL. kam gegen 8 Uhr morgens bei sehr leichter nordwestlicher Brise eine Nebelwolke in NW auf, an welcher ich anfänglich nichts Auffälliges entdeckte. Nachdem diese Wolke etwa 30 Minuten in einer Höhe von etwa 45° über dem Horizont anscheinend unbeweglich gestanden hatte, entwickelten sich jedoch aus ihr 8 Wasserhosen. Um der Gefahr einer etwaigen Berührung mit denselben aus dem Wege zu gehen, hielt ich nach E ab. Es wurde aber windstill, und eine der Hosen zog an der St.-B.-Seite über unser Heck hinweg, ohne indes irgendwelchen Schaden anzurichten."

Nochmals die horizontale Komponente der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Das Hadley-Dovesche Prinzip ist doch im Unrecht. Weitere Überlegung im Anschluß an die Abhandlung auf S. 200 dieser Zeitschrift hat zu dem Ergebnisse geführt, daß, unbeschadet der Richtigkeit der Widerlegung verschiedener früherer Irrtümer, dennoch die Richtigkeit des Hadley-Doveschen Prinzips nicht gefolgert werden durfte; bei dieser Schlußfolgerung war der Verfasser wieder einem der Irrtümer seiner Vorgänger verfallen. Die völlige Klarstellung des an sich einfachen Problems möge wie folgt im Anschluß an jene Abhandlung kurz dargelegt werden:

Der sich frei bewegende Massenpunkt setze sich zur Zeit $t = 0$ nordwärts in der Breite φ_0 in Bewegung, und gelange in der Zeit t nach der Breite φ.

In der Breite φ möge, in Teilen des Breitenkreises gemessen, ζ den Abstand des sich bewegenden Massenpunktes von dem ruhend gedachten Ausgangsmeridian, y seinen Abstand von dem rotierenden Ausgangsmeridian, und z den Abstand des rotierenden von dem ruhend gedachten Ausgangsmeridian bezeichnen. Die Rotationsgeschwindigkeiten der Erde in den Breiten φ_0 und φ seien u_0 und u, R der Erdradius, dann ist

$$\zeta = z + y = ut + y \quad \ldots \ldots \ldots \quad (1)$$

$$\frac{d\zeta}{dt} = u + t\frac{du}{dt} + \frac{dy}{dt} \quad \ldots \ldots \ldots \quad (2)$$

gleich der absoluten West-Ost-Geschwindigkeit des Massenpunktes in der Breite φ.

Bezeichnen wir die relative West-Ost-Geschwindigkeit des Massenpunktes in der Breite φ mit v, so ist

$$\frac{d\zeta}{dt} = u + v = u + t\frac{du}{dt} + \frac{dy}{dt} \quad \ldots \ldots \ldots \quad (3)$$

und hieraus folgt:

$$v = t\frac{du}{dt} + \frac{dy}{dt} \quad \ldots \ldots \ldots \quad (4)$$

In den zu I, II und III gegebenen Beweisen (S. 202/204) ist die relative Geschwindigkeit v eingeführt und die ablenkende Kraft durch $\frac{dv}{dt}$ bestimmt worden, während in den auf Grundlage des Hadley-Doveschen Prinzips gegebenen Ableitungen für die ablenkende Kraft als relative Geschwindigkeit in der Breite φ die Größe $\frac{dy}{dt}$ eingeführt und $\frac{d^2y}{dt^2}$ als Maß für die ablenkende Kraft gesetzt worden ist.

Es ist aber $\frac{dy}{dt}$ nur die relative Geschwindigkeit in der Breite φ in bezug auf den selbst mit der Zeit nach der entgegengesetzten Richtung fortschreitenden Nullpunkt von y!

Digitized by Google

Und demnach stellt $\frac{d^2y}{dt^2}$ nicht das Maß für die ablenkende Kraft dar, da die wirkliche relative Geschwindigkeit in der Breite φ in Betracht zu ziehen ist.

Nach Hadley-Dove ist:

$$\frac{d\zeta}{dt} = u_0, \text{ also zufolge 3)} \quad \ldots \quad (5)$$

$$u_0 = u + v \text{ und somit } v = u_0 - u \quad \ldots \quad (6)$$

Durch Integration erhalten wir aus dem zu I (S. 202) aus dem Prinzip der Erhaltung der Rotationsfläche abgeleiteten Ausdruck von $\frac{dv}{dt}$:

$$v = (u_0 - u)\left(1 + \frac{u_0}{u}\right) = t\frac{du}{dt} + \frac{dy}{dt} \quad \ldots \quad (7)$$

und hieraus für kleine Verschiebungen des Massenpunktes aus seiner Anfangslage, da für kleine Werte von t annähernd $t\frac{du}{dt} = u - u_0$ wird:

$$\left.\begin{aligned} v &= 2(u_0 - u) \\ \frac{dy}{dt} &= 3(u_0 - u) \\ \frac{dv}{dt} &= 2vw\sin\varphi \\ \frac{d^2y}{dt^2} &= 3vw\sin\varphi \\ \frac{d\zeta}{dt} &= u_0 + (u_0 - u) \end{aligned}\right\} \text{ dagegen nach Hadley: } \left\{\begin{aligned} v &= u_0 - u \\ \frac{dy}{dt} &= 2(u_0 - u) \\ \frac{dv}{dt} &= vw\sin\varphi \\ \frac{d^2y}{dt^2} &= 2vw\sin\varphi \\ \frac{d\zeta}{dt} &= u_0 \end{aligned}\right\} \quad \ldots \quad (8)$$

Der variable Nullpunkt von y vollführt selbst eine Bewegung, die der Bewegung des Massenpunktes entgegengesetzt gerichtet und bei kleineren Verschiebungen aus der Anfangslage den Betrag $u_0 - u$ besitzt.

Da die relative Geschwindigkeit des Massenpunktes in der Breite φ nach der richtigen Theorie den Wert $2(u_0 - u)$ besitzt, so erhält die auf den Nullpunkt von y bezogene relative Geschwindigkeit $\frac{dy}{dt}$ den Wert $3(u_0 - u)$, während wir aus dem Hadleyschen Prinzip $2(u_0 - u)$ für kleine Verschiebungen ableiten.

Das Hadley-Dovesche Prinzip gestattet jedenfalls keine zweifache Auffassung. In Vb (S. 205) haben wir nach Sprung das Hadleysche Prinzip in der Fassung $v = u_0 - u$ (nicht $\frac{dy}{dt} = u_0 - u$), also $\frac{dv}{dt} = vw\sin\varphi$, und aus Va und Vc entnehmen wir $\frac{d^2y}{dt^2} = 2vw\sin\varphi$. Diese Formeln stehen aber nach den vorstehenden Darlegungen durchaus im Einklang und bestätigen somit in der gleichen Weise, daß das Hadley-Dovesche Prinzip nur den halben Wert für die Größe der horizontalen Komponente der ablenkenden Kraft ergibt.

Hamburg, Seewarte. Prof. Großmann.

Der Sommer 1906 im südlichen Teile des Stillen Meeres. Die Witterung des vergangenen Sommers in Neuseeland war im ganzen sehr trübe und veränderlich, sie zeigt Züge, die mit Rücksicht auf die Vorfälle vergangener Jahre einer näheren Prüfung wert sind, auch in bezug auf die gleichzeitige Witterung anderer Länder und der von Zeit zu Zeit beobachteten Sommerphänomene. Die klimatischen Daten von Neuseeland besitzen spezielles Interesse für die Wissenschaft der Wetterkunde wegen der Lage dieser Inseln im südlichen Teile des Stillen Meeres, entfernt von störenden Einflüssen kontinentalen Ursprungs und auch wegen ihrer Lage in der mittleren Breite der südlichen Hemisphäre. Der vorherrschende Antipassat vom Westen bildet den Hauptzug im Klima von Neuseeland, aber alle Veränderungen im Wetter sind entweder von nördlichen oder südlichen Einflüssen bedingt. Die nördlichen Winde, mit den warmen Dünsten der Tropen geladen, treffen hier, in der oberen

Digitized by Google

oder unteren Atmosphäre, die kalten Luftzüge von dem Südpolarmeer und lassen dabei ihren Wassergehalt verdichtet niederfallen. Die meteorologischen Zustände des Nordens und des Südens sind deshalb von besonderem Interesse für das Studium des Klimas Neuseelands.

Ein Bericht von C. Wallace Esq., meteorologischer Berichterstatter von Niue oder Savage Island (19° SBr., 170° 20′ EL.) sagt: „Januar, Februar und März bilden hier die Regenzeit. Der Regenfall dieses Jahres war folgender: Januar 129 mm, Februar 62 mm und März 392 mm, im ganzen 583 mm für das erste Quartal von 1906. März ist gewöhnlich der Monat der Orkane, aber in diesem Jahre kam Niue ab mit nur einem heftigen NW-Wind."

Eine ähnliche Erfahrung wird von Fiji berichtet, und wir erlauben uns, einen Privatbrief des Herrn R. L. Holmes, J. R. Met. Soc. von Delanasau, Bua (16° 38′ SBr., 178° 37′ EL.) zu zitieren, welcher unter anderem schreibt: „März, ein sehr merkwürdiger Monat, frei von jedem Wind, der Regenfall der ersten Hälfte des Monats war ziemlich reichlich, dann aber wurde das Wetter trocken; sollte es so weiter fortgehen und mit der gleichen heißen Sonne, werden wir von Mangel an Feuchtigkeit viel leiden. Die Warnung der alten Römer: „Hütet Euch vor den Iden des März", war nicht gültig für dieses Jahr, doch es ist keineswegs immer so. Ich sehe, daß einige Teile des australischen Kontinents sehr von Dürre gelitten haben, dabei wundere ich mich oft, was wohl aus der enormen Masse Wasserdunst wird, die in diesem Sommer im Süd-Pacific aufsteigt; je klarer und heißer die Sonne hier, desto größer ist die Verdunstung vom Ozean, die im Gürtel der Windstille aufsteigen muß; doch was wird aus dem Rest, der nicht wieder hierher zurückkommt? Im ganzen Fiji-Archipelag weiß ich von nichts als nur von einigen leichten Windstößen, Mangel an Regen, in der gewöhnlichen Regenzeit von Dezember bis März, wird von überall berichtet. Der Regenfall dieses Jahres war bisher: Januar 283 mm, Februar 77 mm, März 292 mm, gänzlich 652 mm im ersten Quartal 1906."

Es ist erfreulich anzuerkennen, daß jetzt Anstalten gemacht werden, die Witterungsbeobachtungen über die Südseeinseln auszudehnen. Diese werden hoffentlich mehr Kunde über den Ursprung und die Entwickelung der tropischen Wirbelstürme geben, was natürlich von größter Wichtigkeit für die Interessen der Schiffahrt sowohl wie für die der Meteorologie in Australien sein muß.

Es ist auch anerkennungswert, daß die Regierung von Neuseeland eine Beobachtungsstelle im Süden eingerichtet hat, auf Campbell Island (52° 33′ SBr., 169° 9′ EL.). Die Resultate der nördlichen und südlichen Beobachtungen werden der wissenschaftlichen Untersuchung sehr zu statten kommen, sowie auch Andeutungen geben, die von Interesse fürs Publikum überhaupt sind, das etwas von den Witterungszuständen zu erfahren wünscht, deren es sich erfreut oder die es mit mehr oder weniger Geduld erträgt. Vielleicht ergibt sich auch, daß die gesammelten Berichte eine vertrauenswerte Grundlage bilden zu einer Voraussicht der Witterungszustände, vielleicht wird es möglich, daß die wundervolle Kunst der drahtlosen Telegraphie in Gebrauch gesetzt wird, um das große Problem: „Wie wird das Wetter in den nächsten Tagen ausfallen", zu lösen.

Wellington, N. Z., Mai 1906. L. C. Bates.

Resultate 8jähriger meteorologischer Beobachtungen zu Haifâ, Palästina. Die Stadt Haifâ liegt in der Bucht von Akka, am Nordostfuß des in eine nach NW gerichteten Halbinsel auslaufenden Gebirgszuges des Karmel (höchste Erhebung desselben weiter im Süden 514 m). Die Deutsche Kolonie, wo die vorliegenden Beobachtungen angestellt worden sind, liegt im NW der Stadt, ist demnach nach W und S durch den Berg Karmel gedeckt.

Die meteorologischen Beobachtungen beginnen mit Mai 1897 und sind angestellt von Fräulein Anna Lange und Friedrich Lange, Gemeindevorsteher. Die Einrichtung der Station ist von seiten des Deutschen Palästina-Vereins durch Herrn Dr. Blankenhorn erfolgt. Die Ergebnisse der einzelnen Jahrgänge findet man in den Jahrb. der k. k. Met. Zentralanstalt, Jahrgang 1904, S. 90). Die absoluten Extreme der Temperatur waren 40.0° Okt. 1904 und 39.5° Okt. 1898. Der späte Eintritt der Temperaturmaxima ist für die östlichen Mittelmeerländer charakteristisch. Um die Sommermitte, wenn die konstanten W-Winde (Seewinde) herrschen, erleidet die Hitze eine Unterbrechung. Die absoluten Minima waren 0.0 Dezember 1897 und 1.0° Januar 1898. Einmal (Dezember 1897) fiel Schnee. Der Winter 1897/98 war sehr kalt.

Digitized by Google

Der September ist wärmer als der Juni, und der Oktober kommt dem Juni fast gleich und ist wärmer als der Mai. J. Hann.

Haifâ (Syrien) 32° 48′ NBr., 34° 59′ E v. Gr., 10 m. Resultate der meteorologischen Beobachtungen 1897—1905 inkl.

	Temperatur				Mittl. Monats-Extreme		Schwankung	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit				Bewölkung
	7^h	2^h	10^h	Mittel					7^h	2^h	10^h	Mittel	
Januar . .	9.8	14.8	11.5	11.7	4.4	19.9	15.5	7.4	76	65	75	72	5.2
Februar . .	11.6	18.1	13.4	14.4	5.8	24.5	18.7	8.4	76	60	76	71	4.6
März . . .	13.4	19.9	15.0	16.1	7.5	29.6	22.1	9.3	75	58	74	69	4.7
April . . .	17.3	23.1	17.5	19.3	10.5	35.1	24.6	11.2	72	58	76	69	3.7
Mai	20.4	25.8	20.1	22.1	13.3	35.6	22.3	13.7	75	60	76	70	3.0
Juni . . .	23.4	28.5	22.9	24.9	18.3	34.6	16.3	16.7	76	60	79	72	2.5
Juli	25.6	30.7	25.3	27.2	21.5	33.6	12.1	19.1	77	58	79	71	2.6
August . .	26 3	31.7	26.0	28.0	22.1	34.1	12.0	18.9	73	57	75	68	2.5
September .	25.0	30.5	25.2	26.9	19.6	33.8	14.2	17.6	72	55	74	67	2.1
Oktober . .	21.6	28.4	23.1	24.4	14.9	35.9	21.0	15.0	70	56	72	66	2.6
November .	16.1	22.2	17.9	18.7	10.5	29.9	19.4	10.8	72	59	75	69	4.2
Dezember .	12.2	17.0	13.4	14.2	6.4	22.6	16.2	8.2	76	64	75	72	5.1
Jahr	18.6	24.2	19.3	20.7	3.5	38.5	35.0	13.0	74	59	76	70	3.6

	Regen		Häufigkeit der Winde und Kalmen (Zahl der Beobachtungen)									
	Menge	Tage	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen	Summe
Januar . .	176	13.3	8	2	45	5	12	5	13	2	1	93
Februar . .	85	9.6	9	1	30	2	13	5	19	1	4	84
März . . .	50	8.3	13	0	28	2	9	4	30	4	3	93
April . . .	20	3.0	16	1	18	2	6	5	33	5	4	90
Mai	11	2.4	14	1	12	1	7	6	38	8	6	93
Juni	0	0.1	9	1	3	1	4	7	55	6	4	90
Juli	0	0.0	1	0	2	1	10	17	57	2	3	93
August . .	0	0.2	4	1	2	1	7	13	54	6	5	93
September .	1	0.1	18	1	8	1	2	4	41	9	6	90
Oktober . .	27	2.8	19	1	22	2	3	3	29	9	5	93
November .	108	8.6	14	0	32	3	6	4	21	5	5	90
Dezember .	185	13.4	5	1	49	4	8	5	14	4	3	93
Jahr	663	61.8	130	10	251	25	87	78	404	61	49	1095

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittlere Monats- und Jahrestemperatur.													
1897	—	—	—	—	21.4	24.5	27.7	27.1	27.4	24.0	14.9	12.5	—
98	9.4	13.4	15.3	19.1	21.7	25.2	27.1	27.2	27.0	25.8	20.0	14.1	20.4
99	11.9	13.7	16.1	19.0	22.6	25.4	27.0	27.5	26.9	23.7	18.5	14.0	20.5
1900	13.7	14.1	15.9	19.1	22.2	24.9	27.2	28.5	26.9	25.2	19.5	(14.2)	(20.9)
01	12.1	17.2	18.7	20.3	22.1	25.7	27.8	28.9	27.5	(24.3)	20.5	17.1	(21.8)
02	13.2	16.3	16.8	19.6	22.8	24.7	26.6	28.3	27.5	23.8	19.1	14.9	21.1
03	12.1	13.8	15.3	19.4	22.5	24.6	26.4	27.4	26.1	22.9	18.2	15.2	20.3
04	12.3	15.0	16.0	18.8	21.4	24.9	27.3	27.7	26.0	25.2	17.8	13.2	20.5
05	11.2	11.7	14.9	18.6	21.8	24.1	27.1	28.1	26.7	24.2	19.9	12.3	20.1
Mittel	12.0	14.4	16.1	19.2	22.1	24.9	27.1	27.9	26.9	24.3	18.7	14.2	20.6
Niederschlagsmenge.													
1897	309	75	89	2	6	0	0	1	0	0	141	223	846
98	80	65	82	17	11	0	0	0	0	0	164	147	566
99	152	95	29	21	1	0	0	1	0	31	63	253	646
1900	105	268	36	1	13	0	0	0	0	34	44	(185)	(686)
01	255	5	32	5	52	0	0	0	0	(27)	30	132	(538)
02	265	17	22	80	3	0	0	0	8	11	252	162	820
03	184	123	67	4	0	0	0	0	0	4	77	79	538
04	140	38	26	33	6	0	0	0	0	81	162	186	672
05	96	83	71	19	4	1	0	0	1	57	43	298	671
Mittel	176	85	50	20	11	0	0	0	1	27	108	185	663

Maximum des Regenfalles in 24 Stunden.

1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Mittel
71	58	62	78	64	56	43	55	77	63

Digitized by Google

Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. Vor einiger Zeit sind mir wieder die von Prof. C. Chistoni in dieser Zeitschrift (1882, S. 251 bis 253) veröffentlichten Messungen der Temperatur des Meeres in verschiedenen Tiefen im Golf von Neapel zu Gesicht gekommen, und haben mich veranlaßt, Mittelwerte der Temperatur für die verschiedenen Tiefen abzuleiten. Es sind dazu je sieben Reihen für den Juni und August verwendet worden, und vier für den Winter (1879/80), 9. und 21. Januar und 3. und 5. Februar. Der Winter 1879/80 war bekanntlich besonders kalt, diese Temperaturen können daher etwas unter normal sein.

Da ich vorher, ich erinnere mich nicht mehr wo, in einem Referat über die Arbeit von J. Schubert, Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre (Berlin 1904), die Ansicht ausgesprochen fand, daß in niedrigen Breiten dieser Wärmeumsatz viel größer sein müßte als in der Nord- und Ostsee und zu einer Berechnung aufgefordert wurde, so veranlaßte mich dies, die Wärmemengen zu berechnen, welche das Mittelmeer bei Neapel vom Winter zum Sommer aufspeichert, um sie bis zum Herbst wieder an die Atmosphäre abzugeben. Daß die vorerwähnte Ansicht nicht berechtigt ist, ist wohl an sich klar, denn wenn auch Meere in niedrigen Breiten größere Wärmemengen aufspeichern als solche in höheren Breiten, so haben sie doch keine Gelegenheit, sie wieder an die Atmosphäre abzugeben, weil das Maß dieser Abgabe von der Temperaturdifferenz zwischen Winter und Sommer abhängt, also mit der Abnahme der jährlichen Temperaturschwankung abnimmt. In den äquatorialen Meeren, bei konstanter Temperatur der Wasseroberfläche, ist der erwähnte Wärmeumsatz völlig sistiert.

Es ist aber doch nicht uninteressant, die Wärmeabgabe des Meerwassers im Golf von Neapel vom Sommer zum Winter an die Atmosphäre mit jener der Ostsee zu vergleichen. Im Mittelmeer reichen die Schichten, in denen ein Wärmeaustausch gegen die Oberfläche stattfindet, viel tiefer hinab (vielleicht bis zu 150 m) als in der Ostsee, wo die vertikale Zirkulation wegen der starken Zunahme des Salzgehaltes unterhalb etwa 60 m, auf 50 bis 60 m beschränkt bleibt, daher ist die jährliche Temperaturschwankung in dieser seichteren Schicht viel größer. Der Ostsee ähnlich verhält sich das Schwarze Meer, wo die vertikale Zirkulation aus demselben Grunde auf eine Schicht von ungefähr 70 bis 80 m beschränkt ist, die Temperaturänderung derselben aber der niedrigeren Breite wegen etwas geringer ist.

Ich habe in der folgenden Tabelle den jährlichen Wärmeaustausch in den genannten drei Binnenmeeren vergleichend zusammenzustellen versucht. Die Daten für die Ostsee habe ich den ersten Publikationen der Kommission zur wissenschaftlichen Untersuchung des Atlantischen Ozeans und der Nord- und Ostsee entnommen. Sie beziehen sich auf die Gegend der Bornholm-Tiefe. Sie sollen nur als Beispiele angeführt werden, sind nur willkürlich herausgegriffen, können keinen Anspruch erheben, als normal zu gelten. Wenn sie einen Wärmeumsatz von rund 500 000 kg-Kalorien pro Quadratmeter ergeben, während Schubert in der zitierten Schrift 435 000 kg-Kalorien (bis 65 m) als den wahrscheinlichsten Wert hinstellt, so ist dies nicht verwunderlich, diese Zahlen werden immer je nach den verwendeten Temperaturmessungen, nach den Örtlichkeiten und den Jahrgängen, aus denen die Messungen stammen, in hohem Grade schwanken. Professor O. Pettersson in seiner grundlegenden Abhandlung: Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen (diese Zeitschrift 1896, S. 285/321), fand für die südliche Ostsee von August bis März eine Wärmeabgabe von 485 000 Kalorien (bis 50 m), was mit unserem Resultat übereinstimmt, wenn man den Breitenunterschied berücksichtigt. Die jetzt schon zahlreicher vorliegenden Reihen Temperaturmessungen in der Ostsee im August, November, Februar und Mai werden bald mehr definitive Werte für die südliche und mittlere Ostsee liefern können. Bei der Berechnung des Wärmeumsatzes im Schwarzen Meere, wo die Temperaturmessungen im Winter fehlen, habe ich wohl mit Recht angenommen, daß die Temperatur der ganzen Wassersäule im Winter auf 7° herabsinkt (was der Wassertemperatur an der Oberfläche des Schwarzen Meeres zwischen Jalta und Noworossisk entsprechen soll). Auf die sehr geringen Unterschiede der spezifischen Wärme des Meerwassers gegenüber dem süßen Wasser Rücksicht zu nehmen, ist wohl ganz überflüssig, da die Unsicherheit der Resultate infolge anderer Umstände diesen Einfluß weitaus übertreffen.

Da 1 cbm Wasser eine Masse von 1000 kg hat, somit bei jeder Temperaturerniedrigung um 1° C eine Wärmemenge von 1000 kg-Kalorien abgibt, so ist die Rechnung am

Digitized by Google

Fuße der Tabelle von selbst einleuchtend. Das Mittelmeer gibt demnach im Golf von Neapel unter etwa 41°N vom August bis zum Februar 423 500 Kalorien ab, das Schwarze Meer unter etwa 43°N 481 800 Kalorien, die Ostsee unter 55°N etwa 505 000 Kalorien (kg-Kalorien pro Quadratmeter Oberfläche). Es wäre unstatthaft, diese Differenzen direkt den Breitenunterschieden zuzuschreiben, da die Tiefen, bis zu welchen der Wärmeaustausch erfolgt, so verschieden sind. So viel aber sieht man, daß das Mittelmeer trotz der größeren Erwärmung des Wassers weniger Wärme an die Luft abgibt als die Ostsee, weil die Temperaturabnahme an der Oberfläche eine viel geringere ist, weshalb auch weniger Wärme von der Tiefe an die Oberfläche gebracht wird.

Mittlere Meeerestemperaturen in verschiedenen Tiefen.

a) Golf von Neapel					b) Schwarzes Meer		c) Ost-See 15°E 55°N		
Monat	Juni 1879	Aug. 1879	Januar und Febr. 1880	Änderung August — Winter	August 1901			August	März
Zahl. d. Beob.	7	7	4	—	Tiefe in Faden	Temp.	Tiefe m	je 2 bis 3 Reihenmessungen	
Tiefe m									
0	22.3	26.6	13.5	13.1	0	24.4	0	15.2	1.6
10	18.7	23.0	13.5	9.5	5	23.0	5	15.0	1.5
20	16.9	19.5	13.5	6.0	10	19.0	10	14.9	1.5
30	16.2	17.9	13.4	4.5	15	16.0	20	14.9	1.5
40	15.8	17.1	13.4	3.7	20	11.0	30	11.5	1.5
50	15.4	16.6	13.4	3.2	25	8.6	40	7.6	1.8
60	15.2	16.1	13.4	2.7	30	8.5	50	3.8	1.6
70	15.0	15.4	13.4	2.0	35	7.0	60	4.1	2.8
80	14.7	15.0	13.4	1.6	40	6.9	80	(3.6)	
90	14.4	14.6	13.4	1.2	45	6.9	Mittel bis 50 m		
100	14.2	14.3	13.4	0.9	50	7.0		11.7	1.6
110	14.0	14.1	13.4	0.7	Mittel bis 40 Faden				
140	14.0	14.0	—	(0.6)	(73 m) 13.6, Temp.				
180	14.0	14.0	—	(0.6)	im Winter 7.0°				
Mittel 0—110 .	15.8	17.25	13.4	3.85					

Golf von Neapel . . . . . $\Delta t =$ 3.85, 3.85 × 110 = 423.5, 423.5 × 1000 = 423 500 Kalorien
Schwarzes Meer . . . . . $\Delta t =$ 6.6, 6.6 × 73 = 481.8, 481.8 × 1000 = 481 800 „
Ostsee . . . . . $\Delta t =$ 10.1, 10.1 × 50 = 505.0, 505 × 1000 = 505 000 „

Genfer See Mittl. Temp. bis 60 m: Juli/August 11.35, Januar/Februar 5.2, Diff. 6.15; 6.15 × 60 = 369, also 369 000 Kalorien.

1 cbm Luft erfordert zu seiner Erwärmung um 1° eine Wärmemenge von 0.3077 Kalorien (1.293 × 0.238). Eine vom Wasser vom Sommer zum Winter (sagen wir in 180 Tagen) abgegebene Wärmemenge von 500 000 Kalorien könnte deshalb täglich eine Luftsäule von 9030 m Höhe, jene von 400 000 Kalorien eine Luftsäule von 7225 m Höhe um 1° erwärmen. Da dieser Vorgang über der ganzen Fläche des Meeres Tag für Tag (sich steigernd gegen den Spätherbst) stattfindet, so können diese erwärmten Luftmassen weithin landeinwärts noch die Temperatur wesentlich erhöhen.

In offenen Meeren, wie z. B. die Nordsee, lassen sich die vom Sommer zum Winter an die Luft abgegebenen Wärmemengen nicht so genau abschätzen, weil da die Meeresströmungen ins Spiel kommen, die Änderung der Wassertemperatur in den tiefen Schichten wie an der Oberfläche deshalb nicht immer bloß ein Effekt eines Wärmeaustausches mit der Luft ist. J. Hann.

Der Niederschlag auf dem Säntis. Die Messung der Niederschlagsmengen ist bekanntlich das Sorgenkind der Höhenstationen, namentlich derjenigen mit freier Lage auf Pässen oder gar Berggipfeln, und es ist nicht zu viel, wenn gesagt wurde: „Das Problem der richtigen Bestimmung der im Hochgebirge fallenden Niederschlagsmengen ist ein noch durchaus ungelöstes und dürfte nur an ganz wenigen, ausnahmsweise günstigen Stellen annähernd zu lösen sein.“ Um so größeres Interesse muß man Messungen entgegen bringen, von denen angenommen werden kann, daß sie einigermaßen der Wirklichkeit entsprechende Werte liefern. Dies scheint mir der Fall zu sein auf dem Säntis, wo sich die sämtlichen Verhältnisse für die Aufstellung des Ombrometers (seit dem Bau des Observatoriums) als nicht ungeeignet erwiesen haben. Das Observatorium ist derart gebaut, daß sich die Wetterseite — SW- und NW-Front — dem ausgesprengten obersten Gipfelfelsen anschmiegt,

Digitized by Google

und das flache Dach in einer Ebene liegt mit dem kleinen Gipfelplateau. Das Ombrometer ist in der Ostecke des Daches und somit der ganzen durch Dach und Gipfel gebildeten Plattform placiert. Da die Niederschläge zum weitaus größten Teil bei westlichen Winden fallen, so steht es meist auf der Leeseite; die WE-Diagonale der Plattform mißt ungefähr 9 m. Es ist experimentell nachgewiesen, daß auf hohen Gebäuden Regenmesser, wenn sie auf der Luvseite stehen, beträchtlich zu wenig Niederschlag geben, da der Wind durch das Gebäude nach oben abgelenkt wird: dagegen gibt ein auf der Leeseite aufgestellter Regenmesser die richtige oder sogar eine etwas größere Niederschlagsmenge. Die Aufstellung des Ombrometers auf dem Dache des Observatoriums — seit 1888 — liefert denn auch tatsächlich eine um ein volles Dritteil größere Jahresmenge, als sie aus den Jahren 1883 bis 1887 abgeleitet wurde, in welcher Zeit das Ombrometer etwas weiter unten (auf dem Grat über dem Hôtel) placiert war. — Die Resultate der neueren, durchaus homogenen Reihe sind folgende:

Mittlere Niederschlagssummen 1888 bis 1903 auf dem Säntis, 2504 m.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
144	170	171	206	199	284	313	275	210	183	122	155	2431 mm
In Prozenten der Jahressumme.												
5.9	7.0	7.0	8.5	8.2	11.7	12.9	11.3	8.6	7.5	5.0	6.4	

Niederschlagreichstes Jahr 1894	2737 mm
Niederschlagärmstes Jahr 1895	2092 „
Größte Monatssumme Februar 1889	534 „
Größte Tagessumme 2. August 1901	111 „
Mittleres Tagesmaximum	81 „

Keine andere Regenmeßstation im schweizerischen Netze hat eine größere jährliche Niederschlagsmenge; damit ist natürlich nicht gesagt, daß dem Säntis überhaupt das Maximum der Niederschläge im Gebiete der Schweizeralpen zukomme. Das ist nicht wahrscheinlich, „weil nicht auf Bergspitzen, die mehr oder weniger frei in die Atmosphäre hineinragen, das Maximum der Niederschläge fällt, sondern an den oberen Partien der Gebirgshänge, wo letztere noch ausgedehnte Massive bilden[1])". Leider gibt es in unserem Stationsnetze keine Beobachtungsposten von dieser Lage, wenigstens nicht in großen Meereshöhen. — In der soeben zitierten Abhandlung figurierte der Säntis mit einer bedeutend kleineren jährlichen Niederschlagsmenge, weil diese zum Teil aus der älteren Beobachtungsreihe abgeleitet war; einzelne Paßstationen (z. B. Bernhardin) zeigten deshalb größere Beträge als der Säntis. Darin wurde eine Stütze erblickt für die Ansicht, daß der Säntisgipfel schon etwas über der Zone der maximalen Niederschlagsmengen in den Alpen liegen dürfte. Nach den mitgeteilten Ergebnissen der neueren Reihe scheint dies nun doch etwas fraglich; es muß vielmehr gesagt werden, daß nach den vorhandenen Beobachtungen wenigstens die Niederschlagsmenge mit der Höhe bis zu diesem Niveau zuzunehmen scheint. Spruchreif würde die Sache erst dann, wenn es gelingen sollte, Messungen von den Außenflanken der nördlichen Alpenabdachung in der Höhenlage von 2000 bis 2500 m zu erhalten, denen, zufolge geeigneter Ombrometeraufstellung und zuverlässiger Beobachtung, das gleiche Vertrauen entgegengebracht werden kann wie denjenigen des Säntis. Zieht man die Beobachtungen des allerdings weiter östlich gelegenen Sonnblicks zum Vergleiche heran, so würde sich dann zwischen 2500 und 3000 m eine entschiedene Abnahme der Niederschlagsmengen wenigstens in den Sommermonaten konstatieren lassen. Herr Hann hat im 9. Jahresbericht des Sonnblickvereins (1900) zehnjährige Mittelwerte der Niederschlagsverhältnisse dieses Tauerngipfels (3106 m über Meer) publiziert, denen die entsprechenden Werte des Säntis gegenübergestellt werden sollen.

Mittlere Niederschlagsmengen 1891 bis 1900.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dzbr.	Jahr
Säntis.												
140	177	174	186	223	286	325	244	229	147	94	182	2407
Sonnblick.												
142	139	190	189	197	147	174	138	120	150	112	136	1833
In Prozenten der Jahressumme.												
7.6	7.6	10.4	10.3	10.6	8.0	9.5	7.5	6.5	8.2	6.1	7.4	

[1]) R. Billwiller: La répartition des pluies en Suisse. Arch. Scienc., Janvier 1897. Genève.

Digitized by Google

Der Mehrbetrag auf dem Säntis ist im Sommer ganz beträchtlich, Juni bis September haben ungefähr die doppelte Menge des Sonnblick. Auch das würde darauf hindeuten, daß zu dieser Jahreszeit wenigstens der Säntis noch nicht über der Zone des maximalen Niederschlages liegt. — Um schließlich über die Häufigkeit der Niederschläge in diesen Höhen einige Werte beizubringen, seien die Zahlen der Tage mit Niederschlag für Säntis und Sonnblick (letztere nach der erwähnten Publikation) gegeben und ihnen auch die Ziffern für Rigi und Pilatus beigefügt. Die Niederschlagshöhen letzterer beiden Stationen wurden nicht in Diskussion gezogen, weil sie infolge ungünstiger Ombrometeraufstellung im Winter namentlich entschieden zu klein sind. — Die Häufigkeit der Niederschläge nimmt, wie zu erwarten, mit der Höhe zu.

Zahl der Tage mit Niederschlag 1891 bis 1900.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Rigi (1787)	12.0	12.2	14.1	15.7	17.2	15.8	16.9	13.7	13.1	12.0	8.8	11.7	163.2
Pilatus[1]) (2073) . . .	11.5	13.4	14.6	15.8	17.1	17.4	18.1	13.9	14.0	12.4	8.0	10.9	167.1
Säntis (2504)	14.3	14.9	18.1	18.4	19.2	17.3	18.6	16.5	15.0	14.7	10.3	14.9	192.2
Sonnblick (3106) . .	15.5	14.9	19.0	19.6	20.6	19.6	19.9	18.1	15.9	16.9	14.4	15.0	209.4

Dr. R. Billwiller.

Radioaktivität der Brunnenluft. Wir entnehmen der Naturwissenschaftl. Rundschau 1906, S. 235 die folgende Notiz:

Einen interessanten Beleg für die Radioaktivität der in den Poren der Erdschichten stagnierenden Luft, welche zuerst von Elster und Geitel beobachtet, später auch von anderen nachgewiesen und von Ebert mit als Quelle für die normale Luftelektrizität verwertet worden ist, hat Herr Ed. Sarasin der Genfer physikalisch-naturwissenschaftlichen Gesellschaft mitgeteilt.

In der Nähe von Genf kommen „atmende" Brunnen vor, welche die lange bekannte und von F. Gerlier (Arch. des sc. phys. et nat. 1905, XIX, 487) näher untersuchte Eigentümlichkeit besitzen, zeitweise Luft auszublasen und zu anderen Zeiten Luft in nachweisbarem Strome anzusaugen, und zwar findet das Saugen bei steigendem Barometerstande, das Blasen bei sinkendem Luftdrucke statt, zweifellos infolge des Sinkens und Steigens des Grundwassers.

Da nun die Luft, welche von diesen Brunnen ausgeblasen wird, aus größeren Tiefen der Erde stammt und daselbst längere Zeit in den Poren sich aufgehalten hat, hat Herr Sarasin sie gesammelt und ihre Radioaktivität mit derjenigen der freien Luft in der Nähe der Brunnen verglichen. Das Ergebnis verschiedener Messungen, von denen eine am 7. Juni ausgeführte ausführlich mitgeteilt wird, war stets das gleiche: Die Entladung des Elektroskops in einer Minute war durchschnittlich mehr als zehnmal so stark in der aus dem Brunnen stammenden Luft als in der freien, 1 m über dem Brunnen entnommenen Luft. Auch die Mischung der freien Luft mit der aus dem Brunnen ausgeblasenen machte sie besser leitend, als die ungemischte Luft.

Das Verhältnis der Radioaktivität der freien Luft zu derjenigen der Brunnenluft schwankte übrigens mit der Stärke des „Atmens" der Brunnen.

Die Luft der atmenden Brunnen war immer stark radioaktiv. In allen Versuchen mit Ausnahme eines einzigen war die Zerstreuung der positiven Ladung eine stärkere als die der negativen Ladung: doch war der Unterschied nur gering.

Schnee in der algerischen Sahara[2]). Das Bulletin du Comité de l'Afrique française vom März (S. 92) und Mai (S. 129) berichtet über bemerkenswerte Schneefälle in der algerischen Sahara im Februar 1906. Am 5. schneite es in El Golea von 6^a bis 3^p ununterbrochen und am 6. mit einigen Pausen den ganzen Tag. Die Schneedecke erreichte eine Mächtigkeit von 5 bis 6 cm. Nach N reichte der Schneefall bis El Khoua (52 km NNE von El Golea), nach SW verbreitete er sich über das Fort Mac Mahon bis zur Oasenkette Gourara und endete hier im S bei Ouakda. Am 6. Februar, um 10^a, war die Umgebung von Timmimoun mit 3 bis 4 cm Schnee bedeckt. Am 10. Februar schneite es südlich und südwestlich von Ouargla, im Tale Mia, und am 16. in Laghouat. Supan.

[1]) Pilatus 1892 bis 1901.
[2]) Abdruck aus Dr. A. Petermanns Geogr. Mitteilungen 1906, Heft VII.

Digitized by Google

J. Vincent, Wolkenstudien[1]). Unter diesem Titel hat Herr J. Vincent, Meteorologe am belgischen meteorologischen Institut, vor einiger Zeit zwei bemerkenswerte Abhandlungen veröffentlicht. Ihr Inhalt sei kurz angegeben:

Die erste Arbeit (I. Les nuages lacunaires; II. Les faux cirrus de l'altocumulus, Bruxelles 1901. 4°. 9 p., 3 tabl.) behandelt zuerst gewisse Wolkenbildungen, die im Cirrocumulus- und Cirrostratusniveau auftreten, und die A. Sprung auch schon als negative Ci-Cu beschrieben hat.

In einer ziemlich gleichmäßigen Wolkenschicht zeigen sich scharf begrenzte, runde Löcher von $^1/_4$ bis 1° Durchmesser, durch die man das Himmelsblau sieht. Vincent hat binnen 3 Jahren 4 Fälle beobachtet, die fast ausnahmslos mit gestörten Wetterlagen zusammenfielen. Diese Wolkenform dürfte auch nach meinen eigenen Beobachtungen ziemlich selten auftreten; in 2 Jahren habe ich nur drei deutliche Fälle gesehen. Es kann sich übrigens nicht um „zufällige" Löcher handeln, sondern ihrer Entstehung muß ein spezifischer Vorgang zugrunde liegen. Im Deutschen könnte man statt der Bezeichnung negative Ci-Cu vielleicht lieber nur von Lochwolken sprechen, oder dann die Bezeichnung löcherig bzw. lacunosus anwenden, weil die Erscheinung ja nicht auf eine einzige Wolkenform beschränkt ist, sondern bei Ci-Cu wie bei Ci-Str vorkommt.

An zweiter Stelle verbreitet sich Vincent über die faux Cirrus de l'altocumulus. Als falsche Cirrus des A-Cu bezeichnet er gewisse fein ausgezogene Schweife oder Streifen, die man gelegentlich von den A-Cu-Köpfen herabhängen sieht. Er führt aus den Jahren 1899 bis 1901 17 selbst beobachtete Fälle an; für einen dieser Fälle gelang ihm durch die Beobachtung von Irisationsfarben der Nachweis, daß es sich nicht um gefrorene Teilchen, sondern um fallende Tröpfchen handelte. Diese von den A-Cu herabhängenden Streifen sehen manchmal gewissen Cirrusformen täuschend gleich. A. Sprung, der diese Formen neuerdings beschrieben und gut abgebildet hat, adoptiert den von mir schon gebrauchten Ausdruck Fallstreifen. Dieser Ausdruck ist wohl besser als „falsche Cirren", denn unter dieser letzteren Bezeichnung gehen sowieso schon zwei andere ungenügend unterschiedene Formen[2]).

In einer etwas späteren Abhandlung (III. Les variétés de l'altocumulus, Bruxelles 1903. 4°. 35 p., 6 tabl.) beschäftigt sich der Autor weiter mit den Formen des A-Cu-Niveaus. Es ist bekannt, daß eine und dieselbe A-Cu-Schicht zu gleicher Zeit an verschiedenen Stellen oder nach kurzen Zeiträumen an der gleichen Stelle einen sehr verschiedenen Anblick bieten kann. Indem Vincent diese Formen sorgfältig verfolgt, wird er zur Unterscheidung von 10 Varietäten geführt, Formen, die an sich zwar unbeständig, doch beständig wiederkehren. Diese Formen sind: 1. A-Cu pulvinatus (Kissen = A-Cu), entspricht im Aussehen einem nach S-Cu tendierenden A-Cu. 2. A-Cu frixus (verschmolzener A-Cu), entspricht mehr oder weniger den A-Cu plats von Besson. 3. A-Cu floccus (flockiger A-Cu), und 4. A-Cu castellatus (getürmter A-Cu), gehören beide zu den cumulusähnlichen Formen, die von Cl. Ley schon unter dem Namen castellatus, später auch von Köppen beschrieben und auch von mir als dynamische oder Gewitter-A-Cu bezeichnet worden sind. 5. A-Cu sphericus (kugelige A-Cu), was z. B. im internationalen Atlas und überhaupt landläufig unter A-Cu verstanden wird. 6. A-Cu granosus (körniger A-Cu), würde, allein vorkommend, meist zu den Ci-Cu gerechnet werden; von mir gleichzeitig mit J. Vincent als granulierter A-Cu beschrieben. 7. A-Cu corrasus (zerfressener A-Cu). 8. A-Cu incertus (verschwommener A-Cu). 9. A-Cu striatus (gestreifter A-Cu). 10. A-Cu margarodes (perlmutterfarbiger, d. h. irisierender A-Cu), entspricht den Str. lenticularis von Cl. Ley und den von mir beschriebenen „irisierenden Föhnwolken".

J. Vincent beschreibt alle diese Formen näher, gibt für einen Teil davon vorzügliche Abbildungen nach eigenen Aufnahmen und verweist für die anderen auf Abbildungen, die in anderen Publikationen zu finden sind; zugleich durchgeht er die ganze Wolkenliteratur,

[1]) J. Vincent, Etudes sur les nuages. Bruxelles 1901 et 1903.

[2]) Auch die gelegentlich gebrauchte Bezeichnung Regenstreifen für solche Gebilde und ähnliche, die beim Nimbus und Cumulonimbus vorkommen, wäre besser durch die vorgeschlagene zu ersetzen, seitdem jene Benennung von A. Sprung in einem völlig anderen Sinne eingeführt worden ist (für den streifenförmigen Weg von Regengebieten). So selten, wie angenommen wird, sind die von Vincent beschriebenen Fallstreifen des Altocumulus wohl nicht. Ich habe sie seit 2 Jahren etwa 10 mal beobachtet.

Digitized by Google

um seine A-Cu-Varietäten mit anderen Beschreibungen zu identifizieren. Wichtig ist ihm vor allem der Nachweis, daß besonders sein A-Cu margarodes, der ohne Zweifel ins A-Cu-Niveau gehört, bis auf die letzte Zeit mit den Eisnadelwolken, dem Ci-Str., irrtümlich zusammengeworfen, ja geradezu als typische Ci-Str-Form betrachtet worden ist. Ebenso wichtig ist ihm der allgemeinere Nachweis, daß alle seine Varietäten wirklich dem A-Cu-Niveau angehören, und daß dieses wiederum dem A-Str. entspricht, als dessen Auflösungsform die Altocumuli in sehr vielen Fällen zu betrachten sind. Auch andere interessante Detailbeobachtungen finden sich in der Abhandlung.

Jetzt, wo es sich mehr und mehr darum handelt, beim Wolkenstudium ins einzelne zu gehen und sich auch möglichst über die Klassifikation der Einzelheiten zu verständigen, sind auf lange, sorgfältige und kritische Beobachtungen gegründete Aufstellungen, wie die vorliegende, von großem Wert. A. de Quervain.

Die Erscheinung des Sonnenbildes beim höchsten Grade der Szintillation. In seinem Beitrage über Cirruswolken gibt Herr M. Möller in Fig. 8 eine Erscheinungsweise der helleren Gestirne wieder, die an diejenige bei höchstgesteigerter Szintillation erinnert. Beschrieben ist sie im Text als „leuchtender Fleck", als Bedingung ist angegeben das Sichtbarwerden „durch einen sich verdichtenden Cirrusschleier". Ich selbst beschrieb den dafür von mir angenommenen Grad *V* der Szintillation „des leicht verschleierten Sonnenbildes" als „eine flammende Unruhe, die den Sonnenschein nicht allzusehr beeinträchtigt, aber bei der Fernrohrbeobachtung gänzlich verwaschene Bilder liefert"[1]). Diesen Zustand habe ich aber am Sonnenbilde während nur dreijähriger Fernrohrbeobachtungen nur dreimal vorgefunden. Es geschah am 28. Juni 1903, am 12. und am 14. März 1905. An diesen beiden Nachwintertagen konnte zugleich eine stürmische Strömung der Hochatmosphäre in der Cirrusregion aus südlicher Richtung festgestellt, für den 28. Juni 1903 konnte sie aus Gebirgsbeobachtungen einigermaßen wahrscheinlich gemacht werden. Man darf deshalb an das Vorübertreiben von Eispartikeln denken, die durch das Umschmelzen, das von dem einfallenden südlichen Luftstrom herbeigeführt wurde, zu verschiedenen Formen und Größen abgeändert waren aus den den Cirruswolken sonst eigenen Kristallformen gleichmäßig ausgebildeten Eisnadeln. Diesem Umstande, neben dem stürmischen Vorübertreiben, möchte ich das gänzliche Verwischen der Umrisse des Sonnenbildes und der Fleckengruppe auf seiner Fläche zuschreiben. Ob die von Herrn Möller gesehene Erscheinung mit der von mir hier beschriebenen identisch ist, muß eingehender Untersuchung vorbehalten bleiben, für die vor allem die Häufigkeit, das jahreszeitliche Vorkommen und gleichzeitige Beobachtungen über Wind und Wolkenzug von Wichtigkeit erscheinen. Wilhelm Krebs.

Beobachtungen zum absteigenden Luftstrom[2]). John Aitken teilt in der Nature vom 22. März 1906 eine interessante indirekte Beobachtung eines absteigenden Luftstromes mit, die im folgenden an dieser Stelle wörtlich wiedergegeben werden möge:

„Ich hatte einmal Gelegenheit, zu beobachten, wie die Luft durch einen lokalen Regen aus der Höhe abwärts geführt wurde.

Ich war gerade mit meteorologischen Beobachtungen auf der Spitze des Eiffelturmes beschäftigt. Anfangs war schönes, heiteres Wetter, und der Staubzähler zeigte mir, daß die unreine Stadtluft die Turmhöhe erreicht hatte. Später ging ein Gußregen nieder, nach welchem die Luft so staubfrei wurde, wie ich sie auch auf den Spitzen der Schweizer Berge nie reiner gefunden habe. Ich kann mir diese Erscheinung nur so erklären, daß der Regen reine Höhenluft herabgeführt hat — denn der Regen selbst hätte nie die Luft derartig auswaschen können.

Bei größerem Zeitwert der Registrierinstrumente und bei vollem Synchronismus derselben könnte man wohl aus den Registrierkurven ein Urteil über den oben besprochenen Erklärungsversuch gewinnen. Man müßte da entscheiden, ob erst der Regen eingesetzt hat und dann erst die anderen Elemente die bekannten Veränderungen erlitten haben oder umgekehrt. Dies kann man aber, wie erwähnt, bei den kleinen Registriergeschwindigkeiten der Instrumente nicht entscheiden.

---

[1]) W. Krebs, Höchster Grad der Szintillation des Sonnenbildes. Archenholds Weltall, Treptowsternwarte, 5, 383 (1905). Vgl. auch W. Krebs, Ungewöhnlich starke Szintillation des Sonnenrandes. Ebenda 5, 255—258, sowie Auszug in Meteorol. Zeitschr. 1905, S. 130.

[2]) Nature 1906, 22. März, S. 485.

Digitized by Google

Gewittererscheinung. Am 25. Mai 1906 ist hier eine interessante Gewitterbildung beobachtet worden. Es war in den späteren Nachmittagsstunden, als eine aus zwei Einzelgewittern bestehende Gewitterreihe östlich von uns vorbeizog, dem Gebirgszuge folgend, der das Neutratal vom Grantal scheidet, wie solche während der vorangegangenen zwei Wochen täglich sichtbar waren. Für mich stand die Frage noch offen, ob diese Gewitter weiter nach links ausbiegend sich dem Waagtale zuwenden werden, wie dies bisher zumeist der Fall war, und meine Aufmerksamkeit war deshalb dieser Gegend zugewendet. Es trat dies diesmal jedoch nicht ein, wogegen sich in dieser Richtung, jedoch näher gegen unsere Station zu, ein grauer Dunst zu entwickeln begann, der binnen etwa 10 Minuten den Charakter einer dünnen Wolke annahm, aus der man etwas Regen niedergehen sah; der Regen fiel in und hinter dem Orte Nyitra-Zsambokrit. Da ertönte ein mäßiger Donner, dem noch zwei weitere folgten, und der Regen begann dichter zu werden und sich unserer Station zu nähern, die er alsbald auch erreichte, und mit etwas Hagel gemischt gab es in wenigen Minuten 4.5 mm. Da schlug ein Blitz in unmittelbarer Nähe meines Hauses ein, und während ich nachsehen ging, wo er eingeschlagen habe — es fand sich dann, daß er in den Straßenkörper spurlos eingeschlagen, obwohl zahlreiche Akazien ringsherum standen — sah ich in rascher Aufeinanderfolge noch vier Blitze einschlagen und zwar der Reihe nach zwischen hier und Zsambokrit, rechts von diesem Orte, hinter demselben und bei der Ortschaft Szlucre, und zog auch der Regen in derselben Richtung ab, also auf derselben Bahn, auf der er gekommen war. Gleichzeitig stieg im Süden ein zweites Gewitter auf, gleichfalls mit vielem Donner, das aber nach Südwest abzog. Als Kuriosum sei noch erwähnt, daß hier während der ganzen Zeit, auch während des dichtesten Regens, die Sonne in vollem Glanze schien! Mehrere Leute, die den vorerwähnten einschlagenden Blitz auf kurze Distanz vor sich hatten, haben den Blitzstrahl nicht gesehen, weil die ihnen entgegenscheinende Sonne sie blendete.

Neutrataler meteorologisches Observatorium, 28. Mai 1906.

Frh. Gregor Friesenhof.

Montblanc-Observatorium [1]). Kürzlich ist der VI. Band der Annalen des Montblanc-Observatoriums erschienen. Wie man aus der Vorrede ersieht, war Herr Vallot durch Krankheit, die er sich zum Teil bei dem aufreibenden Aufenthalt auf seinem Observatorium zugezogen hatte, verhindert, diesen Band, der bereits 1904 begonnen war, früher erscheinen zu lassen.

Als wichtigste Abhandlung des besprochenen Bandes erscheint die von Vallot: „Expériences sur la Respiration au Mont Blanc dans les Conditions habituelles de la Vie". Vallot gibt in derselben eine große Zahl physiologisch wichtiger Beobachtungen, die er teils an sich selbst, teils an anderen sowohl während des Aufstieges als während des Aufenthaltes auf dem Montblanc angestellt hat. Wir haben es hier mit einer der vollständigsten Untersuchungen über den physiologischen Effekt des Höhenklimas zu tun.

Eine zweite Abhandlung, die der Herren Mongin und Bernard, führt den Titel „Etudes exécutées au Glacier de Tete Rousse". In derselben werden interessante Gletscherbeobachtungen angestellt; ein Anhang weist auf Mittel hin, die geeignet wären, eine ähnliche Katastrophe in der Zukunft zu verhindern, wie sie vor Jahren das Bad St. Gervais zerstört hat. Die von Herrn Vallot auf dem Grand Mulets (3200 m) eingerichtete Station wurde in den Sommermonaten von den Herren Mongin und Bernard geführt. Der erste Teil dieser Beobachtungsdaten ist in dem vorliegenden Bande publiziert.

Zwei weitere Abhandlungen sind kartographischer Natur und beziehen sich auf das Montblancgebiet.

Zur Meteorologie des Südatlantischen Ozeans [2]). Das „Meteorological Committee, London", hat kürzlich eine Publikation herausgegeben, in der die Beziehungen zwischen Luftdruck, Temperatur und Wind über dem Südatlantischen Ozean diskutiert werden. Diese Publikation bildet ein Résumé der Beobachtungen, die in einer Serie von Karten vom hydrographischen Amte der britischen Admiralität ausgegeben worden sind.

Die besprochene Abhandlung enthält Karten, welche die Veränderungen der Lage und der Intensität der antizyklonalen Gebiete, die Verteilung der Stürme, des Nebels usw. darstellen.

[1]) Nach einem Referat von Prof. R. De. C. Ward in Science 1906.
[2]) Nach Nature.

Digitized by Google

Die Stürme erreichen den Südatlantic, nachdem sie den südlichen Teil von Südamerika durchquert haben, oder, indem sie um das Kap Horn herumkommen.

Nördlich des 30. Parallels sind die Nebel selten, außer in der Nähe des Landes zu beiden Seiten des Ozeans. Südlich vom 30. Parallel wächst die Nebelhäufigkeit rasch an.

Bibliographie.

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Unter Mitwirkung von . . . herausgegeb. von G. von Neumayer. Dritte Aufl. Lfg. 13/15. Hannover, Jänecke 1906. 8°. — Diese Lfg. enthält unter anderem: Hydrographische und maritim-meteorologische Beobachtungen an Bord (Maritime Meteorologie) von G. von Neumayer. Der Anhang bringt noch einige Nachträge und Tabellen zu den meteorologischen und erdmagnetischen Abschnitten. Mit dem nunmehr vollendet vorliegenden zweibändigen Werke hat sich G. von Neumayer zu seinem am 21. Juni d. J. gefeierten 80. Geburtstage selbst das schönste Geschenk bereitet. G. H.

Chree, C.: A discussion of atmospheric electric potential results at Kew from selected days during the seven years 1898 to 1904. London, Dulau 1906. 4°. S.-A. Philos. Trans., Series A. Vol. 206, S. 299—334. Preis 1 s. 6 d.

—: A comparison of the results from the Falmouth Declination and Horizontal Force Magnetographs on quiet days in years of Sun-spot maximum and minimum. Cambridge 1906. 4°. S.-A. Trans. of the Cambridge Philos. Soc., Vol. XX, No. VII, S. 163—192. Preis 2 s. 6 d.

Dines, W. H.: The vertical temperature gradients on the West Coast of Scotland and at Oxshott, Survey. 8°. S.-A. Proc. Roy. Soc. A. Vol. 77, 440—458, 1906.

Durand-Gréville, E.: Les cartes d'isobares par millimètres et la prévision journalière du temps. 8°. 6 S. S.-A. Annuaire de la Soc. Météorol. 1906.

Geitel, H.: Über die spontane Ionisierung der Luft und anderer Gase. 4°. 10 S. S.-A. Naturw. Rundsch. XXI, 1906.

Greim, G.: Schätzung der mittleren Niederschlagshöhe und Niederschlagsverhältnisse im Großherzogtum Hessen im Jahre 1904. 8°. S.-A. Notizblatt d. Ver. f. Erd. zu Darmstadt, IV. Folge, Heft 26, 1905, S. 75—81.

Grohmann: Wetter und Wetterkarten. Leicht verständliche Darstellung der Grundlagen der Wettervorhersage und kurze Anleitung zum Lesen und zur praktischen Verwendung von Wetterkarten. Dresden, Heinrich (1906). kl. 8°. 48 S. Preis 60 Pfg.

Jahrbuch des Norwegischen Meteorologischen Instituts für 1905. Herausgegeb. von H. Mohn. Kristiania 1906. 4°. XIII, 120 S.

Kirsch, Th.: Die Vorherbestimmung des Wetters. Wissenschaftlich sowie auf praktische Erfahrung begründet und allgemein verständlich dargestellt für Landwirte, Offiziere, Jäger, Touristen etc. 3. Aufl. Breslau, Maruschke & Berendt 1906. kl. 8°. 45 S. Preis 80 Pfg.

Klein: Die Neuordnung des telegraphischen Witterungsdienstes in Deutschland. 8°. 8 S. S.-A. „Gaea" 1906, Heft 6.

Knoll, Hermann: Über langsame Ionen in atmosphärischer Luft. Wien 1906. 8°. 12 S. S.-A. Sitzungsber. der Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXV, Abt. II a.

Lamprecht, Guido: Die Minimummeteorologie. Bautzen 1906. 8°. 8 S. S.-A. Ber. d. naturf. Ges. „Isis" zu Bautzen 1902/05.

Marriott, William: Some facts about the weather. London, Stanford 1906. 8°. 32 S. Preis 6 d.

Mohn, H.: Klima-Tabeller for Norge. XIV. Nefiske vindroser. Christiania 1906. 8°. 11 S. S.-A. Vidensk. Skrifter, I. math.-naturw. Kl. 1906, No. 5.

The **National** Physical Laboratory. Report of the Observatory Department for the year 1905. Teddington 1906. 8°. 43 S.

Neumann, L.: Deutschlands mittlere Jahres-, Januar-, April-, Juli- und Oktober-Temperaturen. 4°. 3 S. S.-A. Petermanns Geogr. Mitteil. 1906, Heft VI.

Nippoldt, A.: Zum Einfluß der totalen Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 auf die erdmagnetischen Variationen. 8°. S.-A. Phys. Zeitschr. VII, S. 242—248, 1906.

[Norwegen]. Det meteorologiske instituts aarsberetning for 1904—1905. 8°. 6 S.

Meteorological **observations** made at the Adelaide Observatory, and other places in South Australia and the Northern Territory, during the years 1902—1903, under the direction of Charles Todd. Adelaide 1905. Fol. XX, 109, 65 S., 1 Tafel.

Oversigt over Luftens Temperatur og Nedbøren i Norge i Aaret 1905. 8°. 22 S.

Quervain, A. de: Ein Vorschlag zur allgemeineren Verwendung von Pilotballon-Anvisierungen zu meteorologischen Zwecken. 8°. 7 S. S.-A. „Das Wetter" 1906, Heft 5.

Rudel: Grundlagen zur Klimatologie Nürnbergs. Ergebnisse 20jähriger Wetterbeobachtungen zu Nürnberg 1881 bis 1900. III. Teil: Luftfeuchte, Niederschläge, Gewitter. Mit einem Anhang: Das phänologische Jahr Nürnbergs von Fr. Schultheiss. Nürnberg, Edelmann 1906. 8°. 92 S., 3 Tafeln. Preis 5 M.

Schmidt, A.: Die erdmagnetische Vermessung des Ries. 8°. S.-A. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkde. in Württ. 1906, S. LV—LIX.

Sprung, A.: Über Regenstreifen. 8°. 11 S. S.-A. „Das Wetter" 1906, Heft 3.

Steurich, E.: Die Sturmfluten in der Ostsee, ihre Geschichte, Entstehung u. Erklärung, speziell die Sturmflut am 31. Dezember 1904. Stettin, Schuster 1906. 16°. 23 S. Preis 30 Pfg.

Walter, B.: Einige weitere Bemerkungen über Blitze und photographische Blitzaufnahmen. Leipzig. 8°. S.-A. Ann. d. Phys., 4. Folge, Bd. 19, 1906, 1032—1044, 1 Tafel.

de Zio, Vincenzo: Elettricità atmosferica. Meditazioni: il polo Nord è impossibile essere da uomo raggiunto; la grandine, la bruia, la gelata: mezzo per evitarne il danno; l'atmosfera non fa impressione sul barometro; la luce del sole illumina ma non riscalda la terra; l'aria atmosferica libera non fa pressione sulla materia. Fossano 1906. 8°. 40 S., 3 Tafeln. — Müssige Spekulationen. G. H.

Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

In zweiter umgearbeiteter und vermehrter Auflage erschien soeben:

Leitfaden der Wetterkunde.

Gemeinverständlich bearbeitet von

Dr. R. Börnstein

Professor an der Königl. Landwirtschaftlichen Hochschule zu Berlin.

Mit 61 in den Text eingedruckten Abbildungen. Gr. 8. XI, 230 Seiten und 22 Karten und Tafeln.

Preis geh. Mark 6.—, gebunden in Leinwand Mark 6.80.

Dem vom Verfasser dieses Leitfadens vor Jahren ausgesprochenen Grundsatz gemäß, daß jeder sein eigener Wetterprophet sein müsse, sucht derselbe auch bei dieser Gelegenheit Freunde für die ausübende Wetterkunde zu werben, indem er die wesentlichen Gesetze der Atmosphäre aus einfachen physikalischen Grundlagen herleitet und in gemeinverständlicher Form darstellt. Wenn auf die im Jahre 1901 erschienene erste Auflage schon jetzt eine zweite folgen kann, so dürfte damit erwiesen sein, daß in der Tat die hier gewählte Darstellungsweise einem vorhandenen Bedürfnis entspricht. Für die neue Bearbeitung ist die seitherige Literatur sorgfältig benutzt, insbesondere wurden beispielsweise die Beziehungen der Lufttemperatur zu Wasser und Wald, die Wärmebewegung im Boden, die aus Ballon und Drachenbeobachtungen sowie aus Wolkenmessungen hergeleiteten Temperatur- und Bewegungsverhältnisse der oberen Luftschichten, die Erscheinungen der Luftelektrizität u. a. neu dargestellt, und das Schlußkapitel, welches den Wetterdienst der verschiedenen Länder schildert, bis zur Jetztzeit ergänzt und vervollständigt.

Wir hoffen Allen, die vom Wetter abhängen, insbesondere den Landwirten und Seeleuten, sowie nicht minder den Lehrern naturwissenschaftlicher Gebiete ein willkommenes Lehrbuch zu bieten, welches auch den Meteorologen von Fach als nützliches Nachschlagewerk wird dienen können, und namentlich bei der für Norddeutschland bevorstehenden Einführung eines öffentlichen Wetterdienstes die Vorbereitung der Beteiligten erleichtern dürfte.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner.** Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel.** Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel.** Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache.** Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking.** Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse.**

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig

E. Verdet,

Vorlesungen über die Wellentheorie des Lichtes.

Deutsche Bearbeitung von Dr. Karl Exner.

Zwei Bände.

Mit Holzstichen. (XVIII, 490 u. XII, 528 Seiten.) gr. 8

M. 26,—.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

Beilagen

finden durch die **Meteorologische Zeitschrift** wirksame und zweckmäßige Verbreitung.

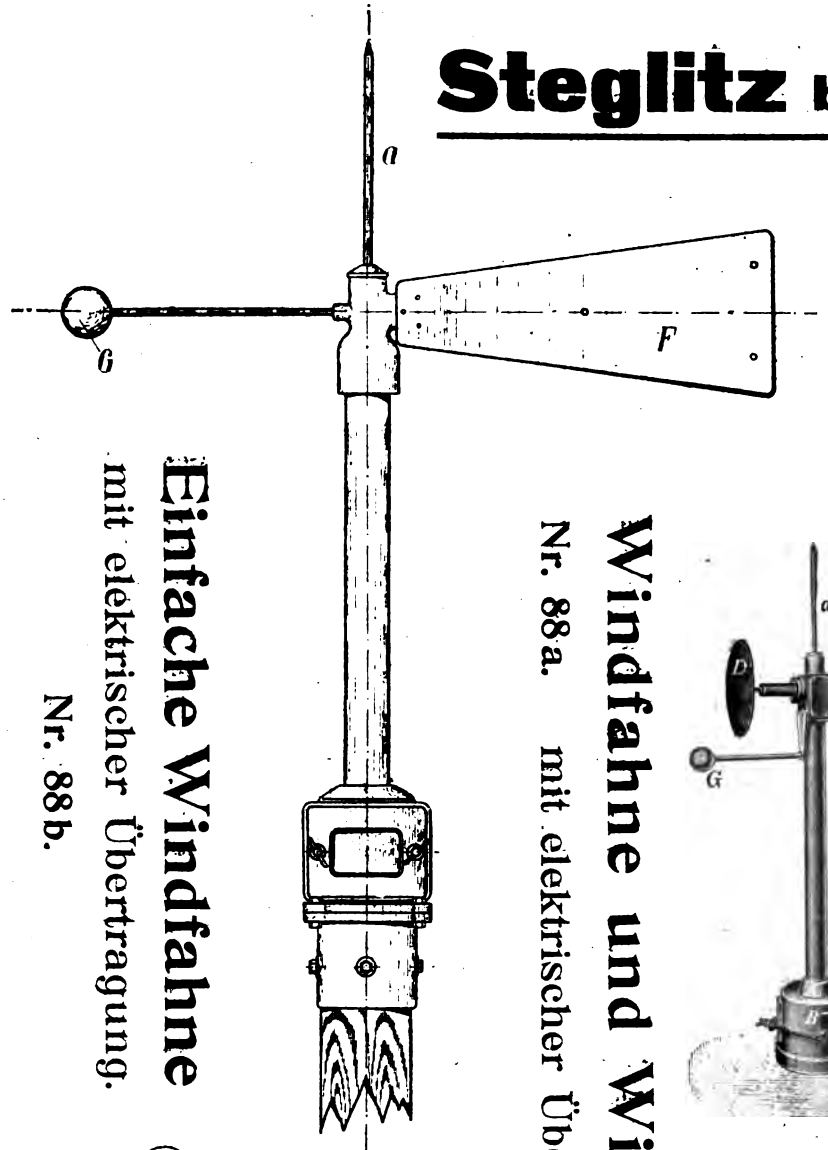
Wir erteilen den Lesern der **Meteorologischen Zeitsch** gern Auskunft über *Bezugsquellen von Meteorologisc Apparaten, Vermessungsinstrumenten, Optischen Instrumen Photographischen Apparaten, Physikalischen Apparaten, G dätischen, mathematischen und nautischen Instrumen Astronomischen Instrumenten, Zeichen-Utensilien usw. u*

Geschäftsstelle der Meteorolog. Zeitschrift Braunschw

Digitized by Google

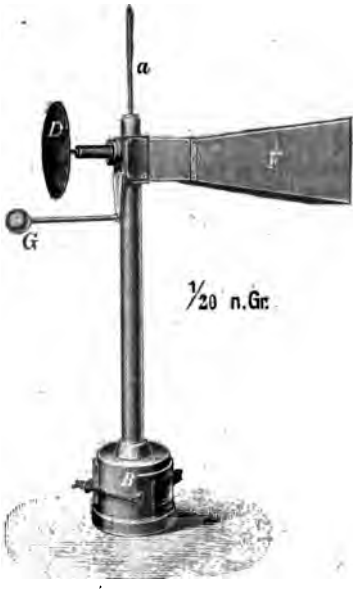
R. FUESS • vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

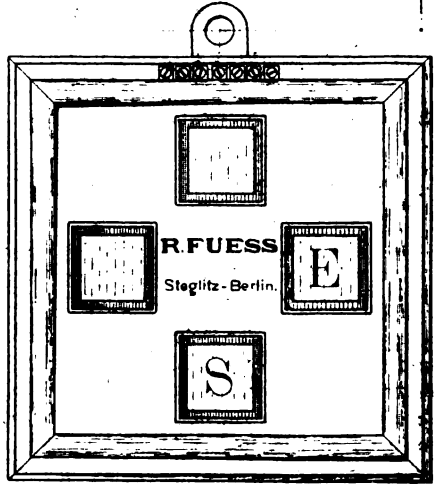
Steglitz b. Berlin.



Einfache Windfahne
mit elektrischer Übertragung.
Nr. 88 b.

Windfahne und Winddrucktafel
Nr. 88 a. mit elektrischer Übertragung. Nr. 88 a.





☞ Diesem Hefte liegen bei: Drei Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig**, betr. 1. **Lejeune-Dirichlet**, „Vorlesungen“. — 2. **Müller-Pouillet**, „Physik und Meteorologie“. — 3. **Oels**, „Lehrbuch der Naturgeschichte“.

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

1906 Heft 9 September

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit neun Textfiguren.

INHALT.

Seite

Dr. Friedrich Hopfner: Über die Größe der solaren Wärmemengen, welche in gegebenen Zeiten beliebigen Breiten der Erde zugestrahlt werden. Mit 1 Textfigur 385
Dr. Friedrich Hopfner: Die tägliche solare Wärmestrahlung auf einer in beliebiger Breite fest gegebenen Flächeneinheit 396
H. Osthoff: Der Mammato-Cumulus. Mit 6 Textfiguren 401

Kleinere Mitteilungen:

Seite

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis und zu Fort William im Jahre 1904 408
Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Herbertshöhe . 409
W. Krebs: Der Ponape-Taifun vom 20. April 1905 411
Jährliche Niederschlagsmengen zu Toronto 1845 bis 1903 und Wasserspiegelschwankungen des Ontario-Sees 413
A. Schück: Meteorologische Notizen. Mit 2 Textfiguren 414
J. Hann: Sutton, Über den täglichen Gang des Barometers zu Kimberley 417
J. Hann: Temperaturabnahme mit der Höhe auf Spitzbergen . . 418
J. Hegyfoky: Die Frühlingsankunft der Vögel und die Witterung in Ungarn im Zeitraume 1894—1903 419
Dr. Fritz v. Kerner: Abnahme der Bodentemperatur mit der Höhe im Prologgebirge in Dalmatien 421
Prager: Über die Genauigkeit der graphischen Darstellung des täglichen Ganges der Temperatur 422
Hann: Klima von Perpignan 425
Zum Klima der Sahara 427
Hann: Täglicher und jährlicher Gang der Verdunstung in Südindien 428
Das neue japanische meteorol. Observatorium zu Chemulpo, Korea 429
J. H.: Gang der Bodentemperatur zu Tacubaya (Mexico) 430
Bresnig: Über Diagramme der Autographen 430
J. H.: Täglicher und jährlicher Gang der Bodentemperatur in Tokyo 430
J. H.: Größte Tagessummen des Regenfalls auf Ceylon 431
J. H.: Regenverhältnisse von Hongkong 432

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Wilh. Lambrecht

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft,
der grossen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.
Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906.

(Georgia Augusta) **Göttingen** *(Georgia Augusta)*

Fabrik für

meteorologische Instrumente
und solcher für Hygiene und Technik.

Gegründet 1859.

Einzigartige Spezialität:

Instrumente zur Wettervoraussage

auf streng wissenschaftlicher Basis, dem Laien verständlich.

Tausende erstklassiger Anerkennungen.

Lambrecht's Instrumente sind in den Kulturstaaten gesetzlich geschützt.

Man verlange ausdrücklich Gratis-Drucksache No. 274.

Vertreter an allen grösseren Plätzen
des In- und Auslandes.

Generalvertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch:
C. A. Ulbrich & Co. in Zürich.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 9.

Über die Größe der solaren Wärmemengen, welche in gegebenen Zeiten beliebigen Breiten der Erde zugestrahlt werden.

Von Dr. FRIEDRICH HOPFNER (Prag).

Unter dem Titel „Die Verteilung der solaren Wärmestrahlung auf der Erde" wurde von der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien (Sitzungsber. Math.-Naturw. Klasse; Bd. CXIV, Abt. IIa, 1905) eine Abhandlung des Verfassers veröffentlicht, in welcher auf rein theoretischer Grundlage ein Bild über die Verteilung der solaren Strahlung auf der Erdoberfläche entworfen wird, und in der alle jene Formeln abgeleitet werden, mit deren Hilfe auf relativ einfache Weise die numerische Berechnung jener Wärmemengen möglich ist, welche in gegebenen Zeiten beliebigen Breiten der Erde zugestrahlt werden [1]). Im nachstehenden soll diese numerische Berechnung durchgeführt werden; hierbei muß sich eine Übereinstimmung zeigen zwischen dem Bilde über die Verteilung der solaren Wärmestrahlung, welches wir auf Grund dieser Zahlenwerte erhalten, und jenem, welches sich durch die theoretische Untersuchung in der oben genannten Abhandlung ergeben hat.

Diese Berechnung ist mit Hilfe dreier Formeln durchzuführen, deren Ableitung kurz skizziert zum Verständnis der ermittelten numerischen Werte folgende ist. Wie bekannt, ist die unendlich kleine Wärmemenge dW, welche in der unendlich kleinen (mittleren) Zeit dt der Flächeneinheit in der Entfernung r unter dem Winkel h zugestrahlt wird, gegeben durch die Gleichung:

$$dW = \frac{C}{r^2} \sin h \, dt,$$

wobei C ein Proportionalitätsfaktor ist. Denkt man sich also die Flächeneinheit unter der Polhöhe φ auf der Erdoberfläche gegeben, so ist r ihre Distanz vom Sonnenmittelpunkte, der Winkel h für die betreffende Breite und Zeit die Sonnenhöhe, für welche die bekannte Relation besteht:

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau,$$

wenn δ die Deklination und τ der Stundenwinkel der wahren Sonne ist. Dann kann obige Gleichung auch geschrieben werden:

$$dW = \frac{C}{r^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau) \, dt.$$

Integriert man diese mit Berücksichtigung der Veränderlichkeit von r, δ und τ mit der mittleren Zeit, so ergibt sich für die in der Zeit der Bestrahlung von t_0 bis t der Flächeneinheit in der Breite φ zugestrahlte Wärmemenge:

[1]) Der Verfasser hat in dieser Abhandlung auch alle früheren bezüglichen Publikationen zitiert, was hier speziell hervorgehoben werden mag.

Digitized by Google

$$W = C \sin\varphi \int_{t_0}^{t} \frac{\sin\delta}{r^2}\,dt + C\cos\varphi \int_{t_0}^{t} \frac{\cos\delta\cos\tau}{r^2}\,dt.$$

Setzt man in dieser Gleichung einmal $\varphi = 0$, dann $\varphi = \pm 90^0$, so erhält man für die dem Äquator bzw. beiden Polen zugestrahlte Wärmemenge:

$$\left.\begin{aligned} Wa &= C\int_{t_0}^{t} \frac{\cos\delta\cos\tau}{r^2}\,dt \\ Wp &= \pm C\int_{t_0}^{t} \frac{\sin\delta}{r^2}\,dt \end{aligned}\right\} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Mit Rücksicht darauf kann obige Gleichung offenbar nun auch geschrieben werden:

$$W\varphi = Wa\cos\varphi \pm Wp\sin\varphi. \quad \ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

Diese Gleichung lehrt, daß die einer gegebenen Breite φ zugestrahlten Wärmemengen sich in einfacher Weise berechnen lassen, wenn die dem Äquator und dem Pole in der gleichen Zeit zugesandten Wärmemengen bekannt sind[1]). Es wird daher vor allem unsere Aufgabe sein, diese Wärmemengen zu bestimmen, also die diesbezüglichen Integrale in (1) auszuwerten.

Zu diesem Zwecke ist es erforderlich, sämtliche unter den Integralzeichen auftretende Veränderliche durch eine einzige zu ersetzen, oder, mit anderen Worten, die Strahlungsfunktion von Äquator und Pol, welche den Verlauf der solaren Strahlung auf diesen wiedergibt, als Variable einer einzigen unabhängig Veränderlichen darzustellen.

Zwei verschiedene Arten von Veränderlichen sind es nun, welche in obigen Integralen auftreten, nämlich solche der scheinbaren täglichen Bewegung der Sonne und dann solche, welche sich auf die jährliche Bewegung der Erde um die Sonne beziehen. Hierbei treten beide Arten von Variablen nur in dem auf den Äquator bezüglichen Integral gemeinsam unter dem Integralzeichen auf, während in dem auf den Pol bezüglichen Integral nur Veränderliche der zweiten Art vorkommen.

Es ist nun klar, daß bei der Auswertung des auf den Äquator bezüglichen Integrales zwei Wege eingeschlagen werden können. Entweder ersetzt man nämlich die Veränderlichen der jährlichen Bewegung durch die der täglichen oder umgekehrt. Dann erhalten wir aber für die dem Äquator zugestrahlte Wärmemenge zwei Integrale von der Form:

$$\int_{\tau_0}^{\tau_1} f(\tau)\,d\tau \quad \text{und} \quad \int_{\odot_1}^{\odot_2} F(\odot)\,d\odot,$$

wenn wir in letzterem von den Veränderlichen der jährlichen Bewegung die wahre Sonnenlänge $\odot$ als unabhängige Variable einführen.

Es fragt sich nun, welche physikalische Bedeutung kommt jeder der beiden ermittelten Wärmemengen zu? Denn das ist sicher, daß beide Integrale nicht dieselbe physikalische Bedeutung haben können. Denn während die eine der so bestimmten Wärmemengen von der scheinbaren täglichen Bewegung abhängt, ist die zweite, von dieser ganz unabhängig, nur bestimmt von der Bewegung der Erde in ihrer Bahn.

[1]) Die Bedeutung des Doppelzeichens ist klar. Denn da, wie aus der sphärischen Astronomie bekannt ist, immer nur ein Pol bestrahlt ist, muß in dem Doppelzeichen das obere genommen werden, wenn der Nordpol, das untere, wenn der Südpol bestrahlt ist.

Digitized by Google

Behufs Beantwortung obiger Frage denken wir uns einmal auf eine gegebene Flächeneinheit am Äquator, dann in den Sonnenmittelpunkt versetzt.

Auf der angenommenen Flächeneinheit am Äquator ist die solare Strahlung keine kontinuierliche, da sie durch Eintritt der Nacht auf ihr unterbrochen wird. Es ist also die solare Strahlung auf ihr abhängig von der scheinbaren täglichen Bewegung. Es wird deshalb die Strahlungsfunktion, die den Verlauf der solaren Strahlung auf einer solchen Flächeneinheit angibt, ein Element der scheinbaren täglichen Bewegung als unabhängig Variable enthalten müssen und damit die Wärmemenge, welche innerhalb einer gegebenen Zeit dieser Flächeneinheit zugestrahlt wird, durch ein Integral über eine so beschaffene Strahlungsfunktion gegeben sein. Wenn wir also in dem Integral für den Äquator sämtliche Veränderliche durch den Stundenwinkel der wahren Sonne uns ersetzt denken, so berechnen wir damit jene Wärmemenge, welche einer fest am Äquator angenommenen Flächeneinheit zugestrahlt wird. Im besonderen wird dies die im Laufe eines ganzen Tages zugestrahlte Wärmemenge sein, wenn in dem allgemeinen Integral τ_0 den Stundenwinkel des Sonnenaufganges, τ_1 den des Unterganges vorstellt. Will man daher jene Wärmemenge berechnen, welche dieser Flächeneinheit innerhalb einer längeren Zeit, welche die Dauer eines Bestrahlungstages überschreitet, zugesandt wird, so hat man diese in eine Summe gleich langer Strahlungstage und Nächte zu zerlegen und für die Strahlungstage durch Integration auf die eben besprochene Weise die zugestrahlten Wärmemengen zu berechnen, die dann zu summieren sind.

Eine wesentlich andere Bedeutung kommt der durch das zweite allgemeine Integral bestimmten Wärmemenge zu. Diese wird erkannt, wenn wir unseren Standort im Sonnenmittelpunkte wählen.

Von diesem aus sehen wir die der Sonne zugekehrte Hälfte der Erde als leuchtende Scheibe, während ihr abgekehrter Teil, von diesem Standorte aus unsichtbar, unbeleuchtet bleibt. Von sämtlichen Breitenkreisen, wenn wir vorläufig die in der Polarzone ausschließen, wird ein bestimmtes Stück auf der Licht-, ein anderes auf der Schattenseite liegen; doch wird nicht stets dasselbe Stück eines Breitenkreises beleuchtet bzw. unbeleuchtet sein, sondern infolge der Rotation der Erde um ihre Achse treten immer andere Punkte des Parallelkreises vom Lichte in den Schatten und umgekehrt. Denken wir uns also, von der Sonne aus gesehen, die Erde ihre Bahn innerhalb der beiden Bahnpunkte A und B durchlaufen, so sind während dieser Zeit die betrachteten Breitenkreise ununterbrochen bestrahlt, zwar nicht ihrem ganzen Umfange nach, aber doch innerhalb der Lichtgrenze. Es wird ihnen daher auch ununterbrochen auf diesem Wege Wärme zugestrahlt. Denkt man sich nun diese einem Breitenkreise zugesandte Wärmemenge durch dessen Umfang dividiert, so erhält man damit die diesem Parallelkreise auf dem Wege der Erde von A nach B pro Flächeneinheit zugestrahlte mittlere Wärmemenge. Dies Definition beschränkt sich zunächst auf Breitenkreise innerhalb der Zone zwischen den beiden Polarkreisen. Doch ist es klar, daß sie auch für jeden Parallelkreis außerhalb dieser beiden Grenzen gelten muß, welcher auf dem Wege der Erde von A nach B zum Teil oder seinem ganzen Umfange nach bestrahlt ist.

Wie beschaffen wird nun die unabhängig Veränderliche der Strahlungsfunktion sein, welche den Verlauf dieser mittleren solaren Strahlung am Äquator wiedergibt? Ein tägliches Element wird diese nicht sein können, da die mittlere Wärmemenge ganz unabhängig von einer scheinbaren täglichen Bewegung ist, was am besten einleuchtet, wenn man bedenkt, daß die oben für sie gegebene Definition auch dann

Digitized by Google

gültig bleibt, wenn die Erde keine Rotation um ihre Achse ausführen würde. Eben daraus folgt aber weiter, daß diese Wärmemenge nur abhängig ist von dem von der Erde in der Ekliptik zurückgelegten Wege. Es muß daher die unabhängig Veränderliche ihrer Strahlungsfunktion ein Element der jährlichen Bewegung sein. Wenn also in der gegebenen Strahlungsfunktion für den Äquator der Stundenwinkel eliminiert wird, so gibt das Integral über diese die mittlere Wärmemenge, welche dem Äquator pro Flächeneinheit zugestrahlt wird. Während bei der früheren Fassung des Problems die Strahlungsfunktion infolge ihrer Abhängigkeit von der scheinbaren täglichen Bewegung diskontinuierlich wurde, wenn man über den Zeitraum eines Strahlungstages hinausging und daher das Integral höchstens über diesen erstreckt werden durfte, kann bei der Strahlungsfunktion dieser mittleren solaren Strahlung eine Diskontinuität aus diesem Grunde nicht eintreten und daher, ihre sonstige Stetigkeit vorausgesetzt, ihre Integration innerhalb beliebiger Grenzen vorgenommen werden.

Eine besondere Stellung unter allen Breiten nimmt der Pol ein. Für ihn als Punkt fällt die mittlere Wärmemenge pro Flächeneinheit naturgemäß zusammen mit jener Wärmemenge, welche der auf ihm gegebenen Flächeneinheit wirklich zugestrahlt wird. Diese erhalten wir aber, wenn wir in dem ersten Integral in (1) eine Veränderliche der jährlichen Bewegung der Erde um die Sonne als unabhängig Variable einführen.

In der eingangs genannten Abhandlung des Verfassers wurde das Problem unter der zweiten Auffassung behandelt, also die Formeln für die Berechnung der mittleren Wärmemengen abgeleitet, welche pro Flächeneinheit dem Äquator zugestrahlt werden, indem seine Strahlungsfunktion in eine Fouriersche Reihe von nachstehender Form entwickelt wurde:

$$\left.\begin{aligned} F(\odot) = a_0 &+ a_1 \cos\odot + a_2 \cos 2\odot + a_2 \cos 3\odot + a_4 \cos 4\odot + \dots \\ &\pm b_1 \sin\odot + b_2 \sin 2\odot \pm b_3 \sin 3\odot \pm b_4 \sin 4\odot \pm \dots \end{aligned}\right\} \quad (3)$$

Hierin ist das obere Zeichen zu nehmen für Sonnenlängen von 0 bis 180°, das untere für Längen von 180 bis 360°. Die Koeffizienten der Reihe setzen sich, wenn man bis auf kleine Glieder zweiter Ordnung in der Exzentrizität der Erdbahn geht, wie folgt, aus den Bahnelementen der Erde zusammen:

$$a_0 = \frac{C}{c}\left(\cos^2\frac{\varepsilon}{2} - e^2\cos^2\frac{\varepsilon}{2} + \frac{1}{8}e^2\cos 2\pi \sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right)^{1)}$$

$$a_1 = \frac{C}{c}\left(e\cos\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right) \qquad b_1 = \frac{C}{c}\left(-e\sin\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right)$$

$$a_2 = \frac{C}{c}\left(\sin^2\frac{\varepsilon}{2} - e^2\sin^2\frac{\varepsilon}{2} + e^2\cos 2\pi\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\right) \qquad b_2 = \frac{C}{c}\left(e^2\sin 2\pi\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\right)$$

$$a_3 = \frac{C}{c}\left(-e\cos\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right) \qquad b_3 = \frac{C}{c}\left(-e\sin\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right)$$

$$a_4 = \frac{C}{c}\left(\frac{7}{8}e^2\cos 2\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right) \qquad b_4 = \frac{C}{c}\left(\frac{7}{8}e^2\sin 2\pi\sin^2\frac{\varepsilon}{2}\right)$$

Sehr einfach ist die Formel für die Berechnung jener Wärmemengen, welche dem bestrahlten Pole vom Äquinoktialpunkte bis zu einer gegebenen Sonnenlänge $\odot$ zugesandt werden, nämlich:

$$Wp = p\sin^2\frac{\odot}{2}, \qquad p = \frac{C}{c}(2\sin\varepsilon) \quad \dots\dots\dots \quad (4)$$

---

[1]) c Flächenkonstante der Erde, ε Schiefe der Ekliptik, e Exzentrizität der Erdbahn, π Perihelldistanz der Erdbahn.

Digitized by Google

wobei die Sonnenlänge vom Herbstpunkte an zu zählen ist, wenn die dem Südpole zugestrahlten Wärmemengen zu berechnen sind.

Dieses zum Verständnis der im folgenden gegebenen Zahlenwerte vorausgeschickt, gehen wir zu ihrer Berechnung über.

Für diese Berechnung ist es vor allem erforderlich, daß dem Proportionalitätsfaktor C eine bestimmte Bedeutung beigelegt werde. Da es sich hier nur um die Ermittelung von Relativzahlen der verlangten Wärmemengen handeln kann, so ist es am zweckmäßigsten, C derart zu wählen, daß der gemeinsame Faktor $\frac{C}{c}$ in den Formeln (3) und (4) gleich der Einheit wird.

Legen wir also unserer fünfstelligen Rechnung die Bahnelemente[1]) der Erde nach Leverrier für 1850, Jan. 1.0, zugrunde, so ergeben sich für die Konstanten beider Formeln die Werte:

	Logarithmi	Numeri		Logarithmi	Numeri
a_0	9.981 56	0.958 42			
a_1	6.095 68	0.000 12	b_1	6.833 61	0.000 68
a_2	8.613 42	0.041 06	b_2	5_n979 57	— 0.000 09
a_3	6_n095 68	— 0.000 12	b_3	6.833 61	0.000 68
a_4	4_n978 25	— 0.000 01	b_4	4_n556 12	— 0.000 00
p	9.901 01	0.796 18			

Danach bietet die Berechnung der Wärmemengen, welche dem Pole innerhalb eines gewissen Bahnstückes in der Ekliptik zurückgestrahlt werden, nach Formel (4) keine Schwierigkeiten mehr. In Tabelle I sind die Wärmemengen berechnet, die ihm auf Bahnstücken zu je 30 Graden Längendifferenz zugestrahlt werden.

Weniger einfach gestaltet sich die Berechnung der Wärmemengen, welche auf denselben Bahnstücken dem Äquator pro Flächeneinheit zugestrahlt werden. Will man sich nicht eines für meteorologische Zwecke völlig ausreichenden graphischen Verfahrens bei der Ermittelung dieser Wärmemengen bedienen, wie es in der eingangs zitierten Abhandlung vorgeschlagen wurde, so führt folgende geometrische Betrachtung bei der Integration der Fourierschen Reihe am raschesten zum Ziele.

Geometrisch betrachtet ist diese Reihe nichts anderes als die Gleichung einer Kurve, welche durch ihren Verlauf den Gang der solaren Strahlung am Äquator wiedergibt. Nehmen wir an, die Erde bewege sich in einer Kreisbahn, setzen also $e = 0$, und nehmen weiter an, auch die Schiefe der Ekliptik sei Null, so wird einfach $F(\odot) = Const.$ Geometrisch ist dann der Verlauf der solaren Strahlung am Äquator durch eine Gerade repräsentiert, welche in einer gewissen Entfernung parallel mit der Abszissenachse des gewählten Koordinatensystems verläuft. Die Wärmemenge nun, welche dem Äquator unter diesen vereinfachten Verhältnissen auf einem gewissen Bahnstück in der Ekliptik zugestrahlt wird, ist dann geometrisch durch den Flächeninhalt eines Rechtecks gegeben, dessen Höhe die Ordinate $F(\odot) = Const.$, dessen Grundlinie die dem gegebenen Bahnstücke entsprechende Abszisse ist.

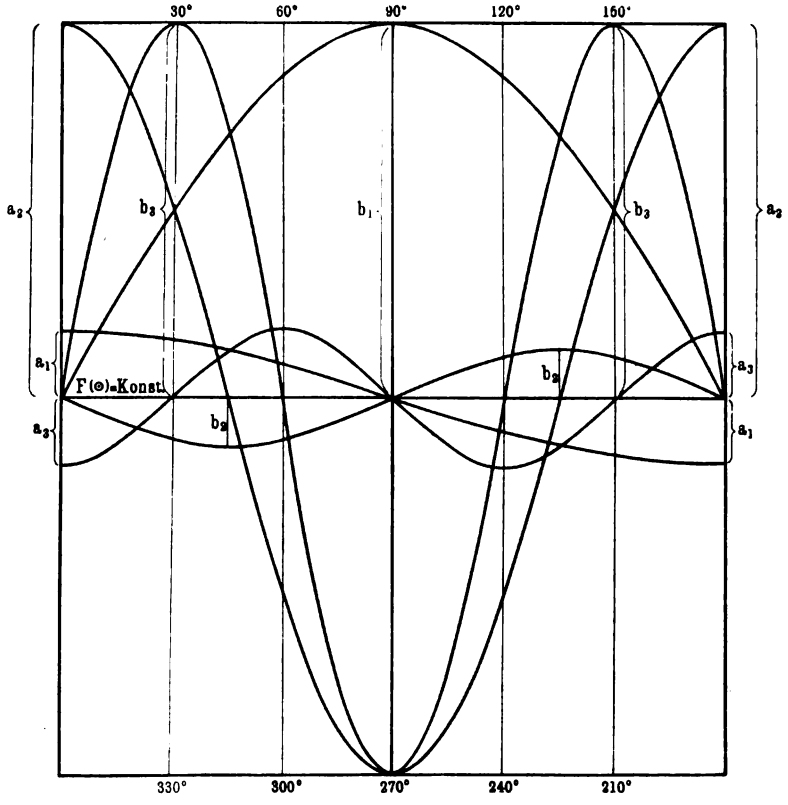
Wie liegen nun die Verhältnisse, wenn weder die Exzentrizität der Erdbahn noch die Schiefe der Ekliptik Null ist? In diesem Falle treten in der Formel (3) zu dem konstanten Gliede noch eine Reihe von periodischen Gliedern hinzu. Wie ist dies geometrisch aufzufassen? Offenbar nicht anders, als daß wir uns über der Geraden $F(\odot) = Const.$ jedes einzelne dieser periodischen Glieder — geometrisch eine Anzahl Sinuswellen von verschiedener Amplitude und Periode — konstruiert denken. Die den wahren Verlauf der solaren Strahlung am Äquator repräsentierende

[1]) $e = 0.016\,77$, $\pi = 280°\,21'\,41''.9$, $\varepsilon = 23°\,27'\,31''.0$.

Digitized by Google

Kurve wird dann erhalten, wenn die der gleichen Abszisse entsprechenden Ordinaten der Geraden und der einzelnen Wellen algebraisch addiert und die sich so ergebenden Punkte verbunden werden. Damit ist aber auch bereits angedeutet, auf welche Weise die dem Äquator auf einer gegebenen Längendifferenz zugestrahlten Wärmemengen, oder geometrisch ausgedrückt, der von zwei gegebenen Ordinaten begrenzte Flächeninhalt unserer Kurve bestimmt wird. Man hat einfach den Flächeninhalt einer jeden einzelnen dieser Wellen zu berechnen, welchen sie innerhalb der beiden Grenzordinaten mit der Geraden $F(\odot) = Const.$ einschließen, und diese Flächeninhalte zu dem Flächeninhalt des von der Geraden und den beiden Grenzordinaten bestimmten

Fig. 1.



Rechteckes zu addieren bzw. von diesem zu subtrahieren, je nachdem die Flächeninhalte der Wellen von positiven bzw. negativen Ordinaten — bezogen auf die Gerade $F(\odot) = Const.$ — erfüllt werden.

In der Figur sind über der Geraden $F(\odot) = Const.$ als Abszissenachse jene Wellen konstruiert, deren Amplituden bei einer fünfstelligen Rechnung berücksichtigt werden mußten [1]). An der Hand dieser Figur und mit Rücksicht auf die oben gegebenen Anleitungen ist es nun nicht schwer, jene Wärmemengen zu berechnen, welche dem Äquator auf den gleichen Längendifferenzen wie dem Pole in der Ekliptik zugestrahlt werden. Denken wir uns nämlich die Fouriersche Reihe innerhalb von je 30 Längengraden integriert, so erhält man allgemein für die Wärmemenge, welche dem Äquator pro Flächeneinheit in dieser Längendifferenz zugestrahlt wird:

[1]) Bis auf die Amplitude a_2, welche 60 mal verjüngt in die Figur eingezeichnet werden mußte, sind die Amplituden aller anderen Wellen in den sich aus der Rechnung ergebenden Verhältnissen konstruiert worden.

Digitized by Google

$$Wa = a_0 \frac{\pi}{6} + J_1 + J_2 + J_3 + J'_1 + J'_2 + J'_3$$

wenn mit J_1, J_2, J_3 und J'_1, J'_2, J'_3 die den Wellen mit den Amplituden a_1, a_2, a_3 bzw. b_1, b_2, b_3 entsprechenden Flächeninhalte auf je 30 Längengraden bezeichnet werden.

An der Hand der Figur erkennt man leicht, daß diese Flächeninhalte in den angenommenen Längendifferenzen, wie folgt, algebraisch zusammenzufassen sind:

0—30°	30—60°	60—90°	90—120°	120—150°	150—180°
$a_0 \frac{\pi}{6}$	$a_0 \frac{\pi}{6}$	$a_0 \frac{\pi}{6}$	$a_0 \frac{\pi}{6}$	$a_0 \frac{\pi}{6}$	$a_0 \frac{\pi}{6}$
$+J_1+J_2-J_3$	$+J_1+J_2$[1]$)+J_3$	$+J_1-J_2+J_3$	$-J_1-J_2-J_3$	$-J_1+J_2$[1]$)-J_3$	$-J_1+J_2+J_3$
$+J'_1-J'_2+J'_3$	$+J'_1-J'_2+J'_3$	$+J'_1-J'_2-J'_3$	$+J'_1+J'_2-J'_3$	$+J'_1+J'_2+J'_3$	$+J'_1+J'_2+J'_3$

Es erübrigt daher nur noch die numerische Berechnung der Flächeninhalte unserer sechs Wellen auf jeder einzelnen Längendifferenz. Ihre Berechnung wird sich nach den allgemeinen Formeln

$$J_\varkappa = a_\varkappa \int_{\odot_1}^{\odot_2} \cos \varkappa \odot \, d \odot = \frac{2}{\varkappa} a_\varkappa \cos \frac{\varkappa}{2} (\odot_1 + \odot_2) \sin \frac{\varkappa}{2} (\odot_2 - \odot_1)$$

$$J'_\varkappa = b_\varkappa \int_{\odot_1}^{\odot_2} \sin \varkappa \odot \, d \odot = \frac{2}{\varkappa} b_\varkappa \sin \frac{\varkappa}{2} (\odot_1 + \odot_2) \sin \frac{\varkappa}{2} (\odot_2 - \odot_1)$$

vollziehen. Mit Hilfe dieser gelangen wir zu nachstehender Tabelle:

	J_1	J_2	J_3	J'_1	J'_2	J'_3
0— 30° . . . / 150—180° . . .	0.000 06	0.017 78	0.000 04	0.000 09	0.000 02	0.000 23
30— 60° . . . / 120—150° . . .	0.000 05	—	0.000 04	0.000 25	0.000 04	0.000 23
60— 90° . . . / 90—120° . . .	0.000 02	0.017 78	0.000 04	0.000 34	0.000 02	0.000 23

Nun verursacht es keine Schwierigkeiten mehr, mit Hilfe dieser und der vorigen Tabelle die dem Äquator auf den gegebenen Längendifferenzen in der Ekliptik zugestrahlten Wärmemengen zu berechnen. In der folgenden Tabelle sind neben den dem Pole zugestrahlten Wärmemengen auch die dem Äquator zugesandten angeführt. Gleichzeitig ist in der Tafel auch die Größe jener Wärmemengen ersichtlich, welche Pol und Äquator in je einem Vierteljahre, also bei einer Längendifferenz von je 90° in der Erdbahn zugestrahlt werden. Diese lassen sich entweder durch eine bloße Addition, wie leicht einzusehen ist, bestimmen oder genauer, indem man denselben Weg, wie wir ihn zur Berechnung der Wärmemengen für je 30 Längengrade eingeschlagen haben, nun für die Bestimmung der Wärmemengen für je 90 Längengrade verfolgt.

Tabelle I.

		0—30°	30—60°	60—90°	90—120°	120—150°	150—180°	I[2])	II
Pol	*log*	8.726 97	9.163 49	9.298 98	9.298 98	9.163 49	8.726 97	9.599 98	9.599 98
	num	0.053 33	0.145 71	0.199 06	0.199 06	0.145 71	0.053 33	0.398 09	0.398 09
Äquator . .	*log*	9.715 94	9.701 01	9.685 02	9.684 96	9.700 93	9.715 94	0.177 96	0.177 92
	num	0.519 93	0.502 36	0.484 20	0.484 12	0.502 26	0.519 93	1.506 49	1.506 33
		330—360°	300—330°	270—300°	240—270°	210—240°	180—210°	IV	III

[1]) Wie leicht einzusehen ist, muß für unsere Rechnung in diesen Längendifferenzen $J_2 = 0$ sein.

[2]) I Quadrant von $\odot$ = 0° bis $\odot$ = 90°.
II „ „ $\odot$ = 90 „ $\odot$ = 180.
III „ „ $\odot$ = 180 „ $\odot$ = 210.
IV „ „ $\odot$ = 270 „ $\odot$ = 360.

Digitized by Google

Damit sind die Wärmemengen berechnet, welche dem Nordpol und dem Äquator der Erde in dem einen halben Jahre und in dessen Bruchteilen in der Bahn von einem Äquinoktialpunkte bis zum anderen über das Aphel hinweg zugestrahlt werden. Um nun auch jene Wärmemengen zu berechnen, welche dem Äquator und dem Südpole der Erde auf der Bahn vom Herbstpunkte zum Frühlingspunkte über das Perihel hinweg in dem anderen Halbjahre und in dessen Bruchteilen zugesandt werden, hat man denselben Vorgang wie bisher zu beobachten. Hierbei sind, wie bereits erwähnt, in Formel (4) die Sonnenlängen vom Herbstpunkte an zu zählen, in Formel (3) aber ist in dem Doppelzeichen das untere Zeichen zu wählen. Diese Berechnung führt zu dem Ergebnis, daß die vorige Tabelle bereits auch die gesuchten Wärmemengen des zweiten halben Jahres und seiner Bruchteile enthält.

Bezeichnen wir jene Bahnstrecken in den Ekliptikquadranten als entsprechende, deren Endpunkte die gleiche Längendifferenz gegen die Knotenlinie der Erdbahn aufweisen, d. i. jene Linie, welche die beiden Äquinoktialpunkte verbindet, so lassen sich der Tabelle nachstehende Sätze über die solare Strahlung am Äquator entnehmen.

Dem Äquator wird nur auf jenen entsprechenden Bahnstrecken die gleiche Wärmemenge zugestrahlt, welche in Quadranten auf derselben Seite der Solstitiallinie liegen, nämlich jener Linie, welche die Punkte von der Länge 90° und 270° miteinander verbindet[1]), und zwar erhält der Äquator auf Bahnstücken im I. und IV. Quadranten mehr Wärme zugestrahlt als auf den entsprechenden Bahnstrecken im II. und III. Quadranten.

Daher ergibt sich als notwendige Folge: Der Äquator erhält in I ebenso viel Wärme zugestrahlt als in IV, ebenso in II soviel wie in III. Dagegen ist die in I zugestrahlte Wärmemenge größer als die in II, ebenso die in IV größer als die in III. Wohl aber erhält der Äquator in I + II ebensoviel Wärme als in III + IV. Wenn daher auch die dem Äquator in den aufeinanderfolgenden Vierteljahren zugestrahlten Wärmemengen untereinander nicht gleich sind, so erhält er doch in dem einen halben Jahre von einem Äquinoktialpunkte bis zum anderen ebensoviel Wärme zugestrahlt wie in dem zweiten Halbjahre.

Am bestrahlten Pole fällt der Unterschied der solaren Strahlung in den entsprechenden Bahnstücken in Quadranten auf verschiedenen Seiten der Solstitiallinie weg. Im Gegensatze zum Äquator gibt es also bei den Polen keinen Unterschied in der solaren Strahlung in den einzelnen Vierteljahren. Weiter sieht man aus der Tabelle, daß jeder Pol auf den gegebenen Bahnstücken und daher in dem einen Halbjahre seiner Bestrahlung ebensoviel Wärme zugestrahlt erhält, wie der andere Pol auf den entsprechenden Bahnstücken und in dem anderen Halbjahre seiner Bestrahlung.

Nach der Berechnung jener Wärmemengen, welche dem bestrahlten Pole und dem Äquator auf gewissen Bahnstücken in der Ekliptik, d. i. innerhalb gewisser Zeiten zugestrahlt werden, ist nach Formel (2) die Berechnung der einer beliebigen Breite zugestrahlten Wärmemengen eine sehr einfache geworden. Die Formel setzt allein voraus, daß die Strahlungszeit am Äquator, am bestrahlten Pole und auf der angenommenen Breite gleich groß sei. Diese Bedingung für die Anwendbarkeit der Formel darf nicht außer acht gelassen werden, sobald es sich

[1]) Die Gleichheit der dem Äquator auf den Bahnstücken von 0—30° und 150—180° bzw. 180—210° und 300—360° zugestrahlten Wärmemengen ist, wie die theoretische Untersuchung ergibt, bloß eine zufällige, da der Unterschied für diese Bahnstrecken derart klein ist, daß er bei einer fünfstelligen Rechnung nicht zum Ausdruck kommt.

Digitized by Google

darum handelt, die Wärmemengen für jene Breiten zu berechnen, welche innerhalb des Polarkreises des augenblicklich nicht bestrahlten Poles liegen. Ein Beispiel lehrt dies.

Für die Sonnenlänge $\odot = 30^0$ liegt die polare Schattengrenze[1]) bei $78^0\ 31'$. War also für die Länge $\odot = 0^0$ der 80. Breitengrad noch bestrahlt, so liegt er für $\odot = 30^0$ bereits im Schatten. Es ist also auf dem Bahnstücke von $0—30^0$ die Schattengrenze über den 80. Breitengrad hinweggegangen, derart, daß dieser Parallelkreis von 0^0 bis zu einer gewissen Länge $\odot'$[2]) bestrahlt war, von $\odot'$ aber bis 30^0 Sonnenlänge unbestrahlt ist. Es wäre nun nach der Bedingung für die Anwendbarkeit der Formel (2) unrichtig, wollte man die dem 80. Breitenkreise zugestrahlte Wärmemenge dadurch bestimmen, daß man aus der Tafel I die dem Äquator und dem Pole auf der Bahnstrecke von $0—30^0$ zugesandten Wärmemengen entnimmt und diese in die Formel einsetzt. Vielmehr müßte man sowohl für den Äquator als auch für den Pol die ihnen vom Frühlingspunkte bis zur Länge $\odot'$ zugestrahlten Wärmemengen berechnen und diese in die Formel (2) einsetzen, um die Wärmemengen zu berechnen, welche dem 80. Breitengrade auf der Bahnstrecke von $0^0—\odot'$ zugestrahlt werden.

In der folgenden Tabelle sind die Wärmemengen berechnet, welche einzelnen Breiten der Erde auf Bahnstücken zu je 30 Längengraden zugestrahlt werden. Beim Aufsuchen dieser Wärmemengen ist in der Tafel stets der obere Kopf und die linke

Tabelle II.

	0—30°	30—60°	60—90°	90—120°	120—150°	150—180°	I	II	
90°	0.053 33	0.145 71	0.199 06	0.199 06	0.145 71	0.053 33	0.398 09	0.398 09	— 90°
85	.098 44	.188 93	.240 50	.240 49	.188 92	.098 44	0.527 87	0.527 86	— 85
80	.142 80	.230 73	.280 11	.280 10	.230 72	.142 80	0.653 64	0.653 61	— 80
75	.186 08	.270 77	.317 59	.317 57	.270 75	.186 08	0.774 43	0.774 39	— 75
70	.227 93	.308 74	.352 66	.352 64	.308 70	.227 93	0.889 32	0.889 28	— 70
65	.268 06	.344 36	.385 04	.385 01	.344 32	.268 06	0.997 47	0.997 40	— 65
60	.306 14	.377 37	.414 49	.414 45	.377 32	.306 14	1.097 98	1.097 92	— 60
55	.341 89	.407 50	.440 78	.440 74	.407 45	.341 89	1.190 17	1.190 09	— 55
50	.375 05	.434 53	.463 73	.463 68	.434 47	.375 05	1.273 30	1.273 20	— 50
45	.405 36	.458 25	.483 14	.483 09	.458 19	.405 36	1.346 70	1.346 60	— 45
40	.432 56	.478 48	.498 86	.498 81	.478 41	.432 56	1.409 89	1.409 79	— 40
35	.456 49	.495 08	.510 80	.510 74	.495 01	.456 49	1.462 33	1.462 23	— 35
30	.476 93	.507 90	.518 86	.518 80	.507 82	.476 93	1.503 65	1.503 55	— 30
25	.493 75	.516 88	.522 96	.522 90	.516 79	.493 75	1.533 54	1.533 44	— 25
20	.506 82	.521 90	.523 08	.523 01	.521 81	.506 82	1.551 76	1.551 66	— 20
15	.516 00	.522 94	.519 22	.519 15	.522 85	.516 00	1.558 13	1.558 03	— 15
10	.521 29	.520 02	.511 40	.511 34	.519 93	.521 29	1.552 73	1.552 53	— 10
5	.522 59	.513 14	.499 69	.499 63	.513 04	.522 59	1.535 40	1.535 30	— 5
0	.519 93	.502 36	.484 20	.484 12	.502 26	.519 93	1.506 49	1.506 33	0
— 5	.513 29	.487 74	.464 99	.464 93	.487 64	.513 29	1.466 00	1.465 90	5
— 10	.502 77	.469 42	.442 26	.442 20	.469 33	.502 77	1.414 47	1.414 27	10
— 15	.488 40	.447 52	.416 18	.416 11	.447 43	.488 40	1.352 07	1.351 97	15
— 20	.470 34	.422 22	.386 92	.386 85	.422 13	.470 34	1.279 44	1.279 34	20
— 25	.448 67	.393 72	.354 70	.354 64	.393 63	.448 67	1.197 06	1.196 96	25
— 30	.423 61	.362 20	.319 80	.319 74	.362 12	.423 61	1.105 55	1.105 45	30
— 35	.395 31	.327 92	.282 46	.282 40	.327 85	.395 31	1.005 67	1.005 57	35
— 40	.364 00	.291 16	.242 96	.242 91	.291 09	.364 00	0.898 11	0.898 01	40
— 45	.329 94	.252 19	.201 62	.201 57	.252 13	.329 94	0.783 70	0.783 60	45
— 50	.293 35	.211 29	.158 75	.158 70	.211 23	.293 35	0.663 40	0.663 30	50
— 55	.254 53	.168 78	.114 66	.114 62	.168 73	.254 53	0.537 99	0.537 91	55
— 60	.213 78	.124 99	.069 71	.069 67	.124 94	.213 78	0.408 48	0.408 42	60
— 65	.171 40	.080 24	.024 22	.024 19	.080 20	.171 40	0.275 87	0.275 80	65
— 70	.127 71	—	—	—	—	.127 71	—	—	70
— 75	.083 06	—	—	—	—	.083 06	—	—	75
— 80	—	—	—	—	—	—	—	—	80
— 85	—	—	—	—	—	—	—	—	85
— 90	—	—	—	—	—	—	—	—	90
	330—360°	300—330°	270—300°	240—270°	210—240°	180—210°	IV	III	

[1]) Aus $\cos\varphi' = \sin\varepsilon \sin\odot$. Siehe zit. Abh. S. 1348, Anm.
[2]) $\odot' = 25^0\ 51'$.

Digitized by Google

Kolonne der geographischen Breiten, bzw. der untere Kopf und die rechte Kolonne der geographischen Breiten, miteinander in Beziehung zu bringen. Zur Unterscheidung von den Breiten der nördlichen Hemisphäre sind die der südlichen negativ bezeichnet worden. Die Rubriken jener Breiten, über welche die polare Schattengrenze hinweggeglitten ist, während die Erde das betrachtete Bahnstück durchlief, sind unausgefüllt geblieben, ebenso wie die Rubriken jener Breiten, die auf dem gleichen Bahnstücke überhaupt nicht bestrahlt worden sind. In der Tabelle III ist für jedes Bahnstück der Tabelle II das Maximum [1]) der Wärmestrahlung und die Breite, der dieses zugestrahlt wird, angegeben, ferner die kleinste Polhöhe der polaren Schattengrenze für die Endpunkte der einzelnen Bahnstücke.

Tabelle III.

	0—30°	30—60°	60—90°	90—120°	120—150°	150—180°	I	II	
Ma. .	0.522 65	0.523 06	0.523 50	0.523 45	0.522 96	0,522 65	1.558 10	1.558 00	Ma.
φ_m .	5° 51′ 23″	16° 10′ 31″	22° 20′ 53″	22° 21′ 3″	16° 10′ 41″	5° 51′ 23″	14° 48′ 8″	14° 48′ 13″	$-\varphi_m$
φ' . .	78° 31′	69° 50′	66° 32′	66° 32′	69° 50′	78° 31′	66° 32′	66° 32′	$-\varphi'$
	330—360°	300—330°	270—300°	240—270°	210—240°	180—210°	IV	III	

Diesen Tabellen entnehmen wir folgende Gesetze der solaren Strahlung.

Für jede Hemisphäre der Erde existieren drei voneinander verschiedene Typen im Verlaufe der solaren Strahlung während eines Jahres.

Der erste Typus, der äquatoriale, tritt auf bei allen Breiten zwischen dem Äquator und einer gewissen Breite $\varphi_0 < \varepsilon$ [2]). Er ist charakterisiert durch zwei Maxima und zwei Minima im Laufe eines Jahres. Die Maxima treten im Sommer der betreffenden Hemisphäre vor und nach der Sonnenwende auf, die Minima zur Zeit dieser selbst. Dabei fällt das tiefere Minimum in das Wintersolstitium, das flachere in das Sommersolstitium der betreffenden Halbkugel.

Der zweite Typus tritt auf zwischen den Breiten φ_0 und $90^0 - \varepsilon$. Hier weist der solare Wärmegang ein Maximum und ein Minimum auf, ersteres zur Zeit des Sommersolstitiums, letzteres zur Zeit des Wintersolstitiums der betreffenden Hemisphäre.

Der dritte Typus, der polare, zeigt sich in den Breiten von $90^0 - \varepsilon$ bis zum Pole. Hier sind die Breiten eine gewisse Zeit des Jahres unbestrahlt; das Maximum der Strahlung fällt in das Sommersolstitium der betreffenden Halbkugel.

Was nun die Größe der Wärmemengen selbst betrifft, welche den einzelnen Breiten der Erde auf den gewählten Bahnstücken zugestrahlt werden, so lassen sich den Tabellen folgende Sätze entnehmen. Der Einfachheit des sprachlichen Ausdruckes halber sollen diese Sätze für ganze Erdbahnquadranten, also für ganze Vierteljahre ausgesprochen werden, obwohl sie ohne weiteres auch auf entsprechende Bahnstücke, d. i. für beliebige Zeiten, verallgemeinert werden können.

Betrachten wir zunächst dieselben Breiten auf einer und derselben Halbkugel.

---

[1]) Das gesuchte Maximum für eine gegebene Längendifferenz berechnet sich aus der Formel:

$$\text{Maximum} = \sqrt{W_a^2 + W_p^2},$$

wobei W_a und W_p wieder die Wärmemengen sind, die dem Äquator und dem bestrahlten Pole auf der gewählten Längendifferenz zugesandt werden. Die Breite, der dieses Maximum zugestrahlt wird, ergibt sich aus der Formel:

$$tg\, \varphi_m = \frac{W_p}{W_a}.$$

[2]) Unter der Voraussetzung, die Erde bewege sich in einer Kreisbahn, ergibt sich bei einer Schiefe der Ekliptik von 23° 27′ φ_0 zu 22° 33′. Siehe zit. Abh. S. 1349.

Digitized by Google

Die gleichen Breiten auf der nördlichen Hemisphäre erhalten in I mehr Wärme zugestrahlt als in II, ebenso in IV mehr als in III. Das gleiche gilt von den Breiten der südlichen Halbkugel in den verglichenen Quadranten.

Vergleichen wir weiter dieselben Breiten, aber auf verschiedenen Halbkugeln.

Die Breiten der nördlichen Hemisphäre erhalten in I ebensoviel Wärme als die Breiten der südlichen in IV, ebenso die Breiten der nördlichen Hemisphäre in II gleichviel Wärme wie die der südlichen in III. Weiter erhalten die Breiten der südlichen Halbkugel in I gleichviel Wärme wie die der nördlichen in IV, ebenso die Breiten der südlichen Halbkugel in II ebensoviel wie die der nördlichen in III.

Dagegen finden wir: Die Breiten der nördlichen Hemisphäre erhalten in I mehr Wärme zugestrahlt als die Breiten der südlichen in III; dagegen die letzteren in IV mehr als die Breiten der nördlichen Hemisphäre in II. Ebenso erhalten die südlichen Breiten in I mehr als die nördlichen in III, dagegen diese in IV mehr als jene in II.

Diese Ungleichheiten in der solaren Strahlung auf den Breiten beider Hemisphären in den einzelnen Quadranten der Erdbahn sind allein bedingt durch die Ungleichheiten der solaren Strahlung am Äquator in diesen. Da nun der Einfluß der äquatorialen Strahlung auf die anderen Breiten mit dem Kosinus der Polhöhe abnimmt, so ist es klar, daß die oben besprochenen Ungleichheiten in der Bestrahlung einer Breite um so schwächer hervortreten werden, je näher diese an einem der Pole liegt.

Weiter erkennt man: Die Breiten der nördlichen Hemisphäre erhalten in I + II ebensoviel Wärme zugestrahlt wie die der südlichen in III + IV, ebenso wie die der nördlichen Halbkugel in III + IV gleichviel Wärme erhalten wie die Breiten der südlichen Hemisphäre in I + II.

Es bekommt daher die eine Hemisphäre in dem einen halben Jahre, während sich die Erde von dem einen Äquinoktialpunkte bis zum anderen bewegt, ebensoviel Wärme zugestrahlt wie die andere Hemisphäre in dem anderen Halbjahre. Daraus ergibt sich aber der wichtige, schon viel diskutierte Satz, daß im Laufe eines ganzen Jahres jede Halbkugel gleichviel Wärme zugestrahlt erhält.

Aus den Tafeln läßt sich noch folgendes erkennen: Das Maximum der solaren Strahlung folgt dem höchsten Sonnenstande. Der bestrahlte Pol erhält stets weniger Wärme zugesandt als alle Breiten jener Hemisphäre, auf der er liegt. Im besonderen sind die ihm zur Zeit seiner intensivsten Bestrahlung, d. i. in Tabelle II auf den Bahnstücken von 60—90° und 90—120°, bzw. 270—300° und 240—270°, zugesandten Wärmemengen nicht einmal die Hälfte jener, die gleichzeitig der Äquator bei seiner schwächsten Bestrahlung zugesandt erhält[1]). Es wird daher dem Äquator pro Flächeneinheit stets mehr Wärme zugestrahlt als gleichzeitig dem beleuchteten Pole.

Das sind im wesentlichen die Sätze über die Verteilung der solaren Wärmestrahlung auf der Erde, welche sich den berechneten Tabellen entnehmen lassen. Diese Sätze stimmen vollkommen überein mit jenen, welche sich bei der analytischen Untersuchung in der eingangs angeführten Abhandlung ergeben haben.

---

[1]) Siehe hierzu in der eingangs zitierten Abhandlung S. 1345, Anm.

Digitized by Google

Die tägliche solare Wärmestrahlung auf einer in beliebiger Breite fest gegebenen Flächeneinheit.

Von Dr. Friedrich Hopfner (Prag).

Im letzten Februarheft der Meteorologischen Zeitschrift ist unter den Kleineren Mitteilungen von S. Zöllner eine „Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten" gegeben worden unter der beschränkenden Annahme, die Änderung der Deklination der Sonne und des Radiusvektors der Erdbahn könne während des Zeitraums eines Tages vernachlässigt werden. Diese Abhandlung zum Anlasse nehmend, möchte ich kurz den Weg angeben, der zur strengen Gleichung des solaren Wärmeganges auf einer festgegebenen Flächeneinheit in beliebiger Breite bei Berücksichtigung der täglichen Änderung der Deklination und des Radiusvektors mit dem mittleren Stundenwinkel der Sonne als alleinige unabhängig Veränderliche in dieser Gleichung führt, so daß eine bloße Integration nach diesem innerhalb gegebener Grenzen jene Wärmemengen gibt, welche in der diesen Grenzen entsprechenden Strahlungszeit der festgegebenen Flächeneinheit zugestrahlt werden.

Wir gehen von der bekannten Gleichung

$$dW = \frac{C}{r^2}(\sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\tau)\, dt \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1)$$

aus. (W solare Wärmemenge, C Proportionalitätsfaktor, r Radiusvektor, φ Polhöhe, δ Deklination, τ wahrer Stundenwinkel, t mittlere Zeit.) Bezeichnen wir den mittleren Stundenwinkel der Sonne mit τ_m, so gilt jedenfalls für alle Breiten, ausgenommen die beiden Pole, für die keine scheinbare tägliche Bewegung existiert, die Beziehung

$$\frac{dW}{dt} = \frac{dW}{d\tau_m}.$$

Weiter bestehen folgende bekannte Gleichungen der Astronomie, die einmal gestatten, den wahren Stundenwinkel der Sonne mit ihrem mittleren in Beziehung zu bringen, dann die Deklination der Sonne in der Ausgangsgleichung durch die wahre Sonnenlänge zu ersetzen, nämlich:

$$\begin{aligned} \tau &= \tau_m + (L - \alpha) \\ \sin\delta &= \sin\varepsilon \sin\odot \\ \cos\delta \sin\alpha &= \cos\varepsilon \sin\odot \\ \cos\delta \cos\alpha &= \cos\odot \end{aligned}$$

Die Gleichung (1) läßt sich dann auf die Form bringen:

$$\left.\begin{aligned} \frac{dW}{d\tau_m} = \Big[&\cos\tau_m \frac{C}{r^2}(\cos\odot \cos L + \cos\varepsilon \sin\odot \sin L) \\ + &\sin\tau_m \frac{C}{r^2}(\cos\odot \sin L - \cos\varepsilon \sin\odot \cos L)\Big] \cos\varphi + \frac{C}{r^2} \sin\varepsilon \sin\odot \sin\varphi \end{aligned}\right\} \quad (2)$$

oder auch

$$\left.\begin{aligned} \frac{dW}{d\tau_m} = \frac{C}{r^2}\Big\{\Big[&\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\cos(\odot - L - \tau_m) + \sin^2\frac{\varepsilon}{2}\cos(\odot + L + \tau_m)\Big]\cos\varphi \\ &+ \sin\varepsilon \sin\odot \sin\varphi\Big\} \end{aligned}\right\} \quad (3)$$

Digitized by Google

Ersetzt man in diesen Gleichungen noch den Radiusvektor durch den Ausdruck $\frac{a(1-e^2)}{1+e\cos(\odot-\pi)}$ [1]), so sind an Stelle von r und δ in der Ausgangsgleichung die mit der mittleren Zeit gleichfalls veränderlichen Größen $\odot$ und L getreten, von denen sich wieder die erstere mit Hilfe der bekannten Mittelpunktsgleichung der Astronomie

$$\odot = L + (2e - \tfrac{1}{4}e^3)\sin(L-\pi) + \tfrac{5}{4}e^2\sin 2(L-\pi) + \tfrac{13}{12}e^3\sin 3(L-\pi) + \cdots$$

auf die letztere zurückführen läßt. Es ist unschwer einzusehen, daß dadurch in der Gleichung (2) die mit $\cos\tau_m$, $\sin\tau_m$, und $\sin\varphi$ multiplizierten Glieder in Fouriersche Reihen aufgelöst werden, deren Konstanten sich aus den Bahnelementen der Erde und der Polhöhe der angenommenen Flächeneinheiten zusammensetzen. Wir erhalten daher:

$$\left.\begin{aligned}\frac{dW}{d\tau_m} = \cos\tau_m[&A_0 + A_1\cos L + A_2\cos 2L + \cdots + A_x\cos xL + \cdots \\ &+ B_1\sin L + B_2\sin 2L + \cdots + B_x\sin xL + \cdots] + \\ \sin\tau_m[&A_0' + A_1'\cos L + A_2'\cos 2L + \cdots + A_x'\cos xL + \cdots \\ &+ B_1'\sin L + B_2'\sin 2L + \cdots + B_x'\sin xL + \cdots] + \\ &A_0'' + A_1''\cos L + A_2''\cos 2L + \cdots + A_x''\cos xL + \cdots \\ &+ B_1''\sin L + B_2''\sin 2L + \cdots + B_x''\sin xL + \cdots\end{aligned}\right\} \quad (4)$$

Hierin ist nur noch eine mit der mittleren Zeit veränderliche Größe der jährlichen Bewegung vorhanden, die sich aber auf Grund folgender Erwägung sehr einfach mit dem mittleren Stundenwinkel der Sonne in Beziehung bringen lässt.

In der Astronomie wird die von dem Augenblick an verstrichene Zeit, zu welchem sich die Erde im Frühlingspunkte befand, entweder in Sternzeit oder in mittlerer Zeit gemessen. Jeder dieser Zeitmessungen liegt eine gleichförmige Bewegung im Sonnensystem zugrunde; im ersteren Falle ist es die einmalige Rotation der Erde von 360° um ihre Achse, im zweiten die scheinbare tägliche Bewegung der mittleren Sonne. Es existiert nun noch eine dritte durchaus gleichförmige Bewegung in unserem Planetensystem, welche sich im gegebenen Falle sehr praktisch zur Zeitmessung eignet. Bekanntlich bewegt sich die mittlere (fiktive) Sonne mit gleichförmiger Geschwindigkeit in der Ekliptik, so daß in gleichen Zeiten gleiche Kreisbögen in der Ekliptik durchlaufen werden. Es ist daher möglich, jene Zeit, welche vom Frühlingspunkte an bis zu einem gewissen Zeitpunkte T verstrichen ist, einfach durch Angabe der mittleren Länge der Erde (im Zeitmaße) im Zeitpunkte T zu fixieren [2]).

Wir denken uns nun eine Flächeneinheit in beliebiger Breite gegeben, deren mittlere Länge δ sei und für welche in diesem Zeitpunkte T der mittlere Stundenwinkel der Sonne τ_m ist. Dann ist nach dem eben Gesagten die vom Frühlingspunkte bis zum angenommenen Zeitpunkte T verstrichene Zeit in „jährlicher Zeit“ δ (im Zeitmaße). Diesen Zeitraum können wir in zwei Zeiträume zerlegen, von denen der eine vom Frühlingspunkte bis zu dem Augenblicke reicht, für welchen auf der angenommenen Flächeneinheit $\tau_m = 0$ ist, also bis zu ihrem mittleren Mittag an dem betreffenden Tage, der andere von diesem mittleren Mittag bis zum Zeitpunkte T sich erstreckt. Messen wir den ersteren Zeitraum in „jährlicher Zeit“, so ist er ein-

[1]) L mittlere Länge, $\odot$ wahre Länge der Sonne; α Rektaszension der Sonne, ε Schiefe der Ekliptik; a halbe große Achse, e Exzentrizität, π Periheldistanz der Erdbahn.

[2]) Die auf diese Weise gemessene Zeit ist vom Verfasser in seiner Abhandlung „Die Verteilung der solaren Wärmestrahlung auf der Erde“ (Wiener Akad. Sitzungsber. CXIV, IIa) als „jährliche Zeit“ bezeichnet worden.

Digitized by Google

fach bestimmt durch die Angabe der mittleren Länge der Erde (im Zeitmaß) im mittleren Mittag der angenommenen Flächeneinheit. Der zweite Zeitraum aber ist in mittlerer Zeit gegeben durch den mittleren Stundenwinkel der Sonne τ_m im Zeitmaß. Bezeichnen wir daher mit δ_0 die mittlere Länge der Flächeneinheit für $\tau_m = 0$, so besteht im Zeitmaß die einfache Beziehung

$$\delta = \delta_0 + \tau_m.$$

Sollte der betrachtete Zeitpunkt T derart gewählt sein, daß auf der angenommenen Flächeneinheit noch nicht der mittlere Mittag verstrichen ist, so muß τ_m negativ eingeführt werden.

In vorstehender Gleichung ist τ_m in mittlerer Zeit gegeben; wir erhalten dieses Zeitintervall vom mittleren Mittag bis zum Zeitpunkte T aus dem mittleren Stundenwinkel in „jährlicher Zeit", wenn wir nachstehende Proportion beachten, die sich unmittelbar aus der Definition für mittlere und „jährliche" Zeit ergibt:

Mittl. Zeit : Jährl. Zeit = 365,242 201 Mittl. Tage : 1 Jährl. Tag.

Es ist daher τ_m in „jährlicher Zeit" gegeben durch $\mu\tau_m$, wenn $\mu = 0{,}002\,737\,9$ ist.

Wir suchen eine Beziehung zwischen der mittleren Sonnenlänge und dem mittleren Stundenwinkel; es sind daher in der vorstehenden Gleichung die mittleren Erdlängen durch die mittleren Sonnenlängen zu ersetzen, was auf Grund der bekannten Beziehung $L = 180 + \delta$ sehr einfach ist. Wir erhalten daher schließlich als gesuchte Beziehung zwischen dem mittleren Stundenwinkel und der mittleren Sonnenlänge:

$$L = L_0 \pm \mu\tau_m \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5)$$

In dieser Gleichung ist L_0 konstant für alle τ_m in dessen Variabilitätsbereich von 0 bis $\pm\,\pi$. Es wird sich daher für eine und dieselbe Flächeneinheit L_0 nur sprungweise von einem mittleren Mittag der Flächeneinheit bis zu ihrem nächsten ändern, oder mit anderen Worten, während eines mittleren Tages auf der gewählten Flächeneinheit konstant sein.

Mit Berücksichtigung obiger Beziehung bei der weiteren Entwickelung der Gleichung (4) ist aber das gestellte Problem gelöst.

Es ist hier nicht möglich, die im vorhergehenden angegebenen Operationen in extenso durchzuführen. Um aber den einzuschlagenden Weg dem Verständnis näher zu bringen, soll der einfachere Fall unter der Annahme, die Erde bewege sich in einer Kreisbahn, behandelt werden. Es ist daher zwar der Radiusvektor der Erdbahn als konstant zu betrachten, die Änderung der Deklination während eines Tages bleibt aber zu berücksichtigen.

Zu diesem Zwecke gehen wir auf Gleichung (3) zurück. In dieser ist dann $r = a$, $\odot = L$, so daß sie in die Form übergeht:

$$\frac{dW}{d\tau_m} = \frac{C}{a^2}\left\{\left[\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\cos\tau_m + \sin^2\frac{\varepsilon}{2}\cos(2L + \tau_m)\right]\cos\varphi + \sin\varepsilon\sin L\sin\varphi\right\}.$$

Macht man nun von der Beziehung in (5) Gebrauch, so ergibt sich als Gleichung für die Strahlungskurve einer Flächeneinheit in der Breite φ bei Annahme einer Kreisbahn:

$$\frac{dW}{d\tau_m} = \frac{C}{a^2}\left\{\left[\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\cos\tau_m + \sin^2\frac{\varepsilon}{2}\cos(2L_0 + \tau_m + \mu\tau_m)\right]\cos\varphi + \sin\varepsilon\sin(L_0 + \mu\tau_m)\sin\varphi\right\} \quad \ldots \quad (6)$$

Dieser Gleichung lassen sich folgende Gesetze der solaren Strahlung auf einer festgegebenen Flächeneinheit im Laufe eines Tages entnehmen.

Digitized by Google

Für den Äquator, also für $\varphi = 0$.

Für Flächeneinheiten, in deren mittleren Mittag die mittlere Sonnenlänge die Werte $0^0, 90^0, 180^0, 270^0$ annimmt, verläuft die tägliche Strahlungskurve symmetrisch in bezug auf die Ordinate für den mittleren Mittag, d. h. die tägliche solare Strahlung ist in diesen Bahnpunkten am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittleren Stundenwinkel gleich intensiv. Für alle übrigen Längen L_0 ist die tägliche solare Strahlung am Vor- und Nachmittage nicht gleich intensiv bei gleichem mittleren Stundenwinkel; und zwar erhält die Flächeneinheit für alle mittleren Sonnenlängen im I.[1]) und III. Quadranten am Vormittag mehr Wärme als am Nachmittag, dagegen im II. und IV. Quadranten am Nachmittage mehr als am Vormittage.

Für beliebige Breiten φ.

Für Flächeneinheiten aller Breiten beider Hemisphären, deren mittlere Länge in ihrem mittleren Mittage 90^0 bzw. 270^0 beträgt, ist die tägliche solare Strahlung am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittleren Stundenwinkel gleich groß. Für die folgenden Sätze ist ein Unterschied zu machen zwischen den Polhöhen, welche die Bedingung $\varphi < \varepsilon$ und jenen, welche die Bedingung $\varphi \geqq \varepsilon$ erfüllen.

Im ersteren Falle ist die solare Strahlung noch gleich am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittleren Stundenwinkel auf Flächeneinheiten, für welche die Sonnendeklination in ihrem mittleren Mittage gleich ist ihrer Polhöhe, d. h. für welche die Sonnenlänge in ihrem mittleren Mittage der Bedingung $\sin L_0' = \frac{\sin \varphi}{\sin \varepsilon}$[2]) genügt. Hierbei liegt L_0' in I bzw. II für Breiten der nördlichen Halbkugel, in III bzw. IV für Breiten der südlichen Halbkugel. Außerhalb dieser Bahnpunkte ist die solare Strahlung am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittleren Stundenwinkel ungleich. Und zwar ist sie für Breiten der Nordhemisphäre für alle Längen in IV, und in I für jene Längen, welche der Bedingung $L_0 < L_0'$ genügen, am Nachmittage größer als am Vormittage; für alle Längen in I, die der Bedingung $L_0' < L_0 < 90^0$ entsprechen, am Vormittage größer als am Nachmittage; in II für alle Längen $L_0' > L_0 > 90^0$ am Nachmittage größer als am Vormittage; dagegen in II für alle Längen $L_0 > L_0'$ und in III überhaupt für jede Länge am Vormittage größer als am Nachmittage. Für die Breiten der südlichen Hemisphäre ergeben sich analoge Sätze.

Auf Flächeneinheiten von der Polhöhe $\varphi \geqq \varepsilon$ ist die solare Strahlung für alle Sonnenlängen, ausgenommen die Längen 90^0 und 270^0, am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittleren Stundenwinkel nicht gleich groß. Und zwar erhalten Flächeneinheiten der nördlichen Hemisphäre in IV und I am Nachmittage mehr Wärme zugestrahlt als am Vormittage, die der südlichen Halbkugel umgekehrt am Vormittage mehr als am Nachmittage; in den Quadranten II und III aber erhalten Flächeneinheiten der nördlichen Halbkugel am Vormittage mehr Wärme als am Nachmittage, die der südlichen Halbkugel dagegen am Nachmittage mehr als am Vormittage.

Man erkennt aus Gleichung (6), daß die tägliche Strahlungskurve auf der angenommenen Flächeneinheit eine Sinusoide ist, die nur in den oben besprochenen

---

[1]) Quadrant I für Sonnenlängen von 0^0 bis 90^0.
„ II „ „ „ 90^0 „ 180^0.
„ III „ „ „ 180^0 „ 270^0.
„ IV „ „ „ 270^0 „ 360^0.

[2]) Diese Formel ergibt sich für $\delta = \varphi$ aus der Gleichung $\sin \delta = \sin \varepsilon \sin L$.

Digitized by Google

Fällen symmetrisch liegt in bezug auf die Mittagsordinate $\tau_m = 0$. Die Durchschnittspunkte dieser Sinusoide mit der Stundenachse — falls überhaupt ein solcher Schnittpunkt existiert — gibt die Stundenwinkel, für welche die solare Strahlung auf der betrachteten Flächeneinheit Null wird. Die Stundenwinkel, für welche auf der Flächeneinheit die stärkste und schwächste Bestrahlung eintritt, falls sie nicht überhaupt Null wird, ergeben sich aus der Bedingung $\frac{d^2W}{d\tau_m^2} = 0$. Die Bestimmung dieser besonderen Punkte der Sinusoide ist aber im vorliegenden Falle, wo wir es mit einer Kreisbahn zu tun haben, viel leichter aus dem einfachen Strahlungsgesetze $\frac{dW}{d\tau_m} = \frac{C}{a^2} \sin h$ (h Sonnenhöhe) möglich. Denn man erkennt da sofort, daß die solare Strahlung auf einer Flächeneinheit Null oder ein Maximum, Minimum wird in allen jenen Fällen, in welchen die Sonnenhöhe Null oder ein Maximum, Minimum wird. Die Berechnung der wahren Stundenwinkel, für welche diese besonderen Fälle eintreten, ist aus der sphärischen Astronomie bekannt. Bringt man an diese wahren Stundenwinkel die Zeitgleichung an, so ergeben sich die zugehörigen mittleren Stundenwinkel.

Die Wärmemenge, welche der angenommenen Flächeneinheit vom mittleren Mittage bis zu einem gewissen Stundenwinkel τ_m zugestrahlt wird, bestimmt sich durch Integration der Gleichungen in (6). Man findet:

$$W = \frac{C}{a^2}\left\{\left[\cos^2\frac{\varepsilon}{2}\sin\tau_m + \frac{2\sin^2\frac{\varepsilon}{2}}{1+2\mu}\cos\left(2L_0 + \frac{1+2\mu}{2}\tau_m\right)\sin\frac{1+2\mu}{2}\tau_m\right]\cos\varphi + \frac{2\sin\varepsilon}{\mu}\sin\left(L_0 + \frac{\mu}{2}\tau_m\right)\sin\frac{\mu}{2}\tau_m\sin\varphi\right\}$$

Obige Formeln gelten, ihrer Ableitung gemäß, nicht ohne weiteres auch für die beiden Pole. Doch lassen sie sich auch für diese anwenden, wenn man bei dem in ihnen auftretenden mittleren Stundenwinkel τ_m von dieser seiner Bedeutung abstrahiert und ihn als bloße mittlere Zeit t betrachtet, welche vom mittleren Mittage eines beliebigen Meridians an verflossen ist. Man erhält dann für die dem Pol in der Zeit t zugestrahlte Wärmemenge:

$$W_{\varphi=90^0} = \frac{C}{a^2}\frac{2\sin\varepsilon}{\mu}\sin\left(L_0 + \frac{\mu}{2}t\right)\sin\frac{\mu}{2}t$$
$$= \frac{C}{a^2}\sin\varepsilon\,\sin\left(L_0 + \frac{\mu}{2}t\right).t\left[1 - \frac{1}{3!}\left(\frac{\mu}{2}\right)^2 t^3 + \frac{1}{5!}\left(\frac{\mu}{2}\right)^4 t^5 - \cdots\right]$$

Hierin ist $L_0 + \frac{\mu}{2}t$ jene Länge der Sonne, welche diese zu Ende der Zeit t erreicht. Für diese Länge läßt sich leicht die augenblickliche Sonnendeklination mit Hilfe der eingangs gebrauchten Formeln einführen, so daß man erhält:

$$W_{\varphi=90^0} = \frac{C}{a^2}\sin\delta.t\left[1 - \frac{1}{3!}\left(\frac{\mu}{2}\right)^2 t^3 + \frac{1}{5!}\left(\frac{\mu}{2}\right)^4 t^5 - \cdots\right],$$

eine Gleichung, welche leicht die Genauigkeit erkennen läßt, mit der man aus der gebräuchlichen Formel

$$W_{\varphi=90^0} = \frac{C}{a^2}\sin\delta\cdot t$$

ohne Berücksichtigung der täglichen Änderung der Deklination die dem Pol zugestrahlte Wärmemenge berechnet.

Zum Schlusse möge noch darauf hingewiesen werden, daß das Problem der solaren Wärmestrahlung unter zweifacher Auffassung behandelt werden kann, je

Digitized by Google

nachdem man nämlich eine Veränderliche der jährlichen Bewegung der Erde um die Sonne oder eine Veränderliche der scheinbaren täglichen Bewegung, wie es hier geschehen ist, als unabhängige, sich stetig ändernde Variable in die Strahlungsfunktion einführt. Im ersteren Falle berechnet man, wie der Verfasser zu zeigen bereits Gelegenheit hatte[1]), die Wärmemenge, welche im Durchschnitt einer gegebenen Breite pro Flächeneinheit während einer gewissen Zeit zugestrahlt wird, im letzteren Falle aber die wirkliche Wärmemenge, die eine auf beliebiger Breite fest gegebene Flächeneinheit zugesandt erhält. Leider momentan verhindert, das Problem in dieser zweiten Fassung ebenso ausführlich zu behandeln wie in der ersteren, habe ich mich zu dieser vorläufigen Mitteilung entschlossen, in der Absicht, in einiger Zeit eine eingehende Abhandlung folgen zu lassen.

Der Mammato-Cumulus.

Von H. Osthoff.

Der Mammato-Cumulus ist eine viel genannte und doch nur wenig gekannte Wolkenart. Was bisher darüber veröffentlicht worden ist, besteht aus gelegentlichen Wahrnehmungen meistens allgemeiner Art, die zur näheren Kenntnis nichts beitragen.

Am 23. April 1885 fiel mir zum ersten Male eine aus dunkelgrauen hängenden (nach unten gewölbten) Halbkugeln zusammengesetzte Wolkenbildung auf, die ich

Fig. 1.

23. April 1885, $4^1/_2{}^p$.

ihres ungewöhnlichen Aussehens wegen zeichnete (Fig. 1) und die ich heute für typischen Cumulus mammatus halte. Das Aussehen entspricht ganz den Beschreibungen von Ley[2]) (downward festoons or tubercles, pocks), Poey[3]) (sacs ou boules, Cumulus renversé, Globo-Cumulus), Abercromby[4]) (the under surface of a Cumulus droops downwards like a festoon of draperie), von denen ich damals noch nichts wußte.

[1]) Siehe Anmerkung S. 397 die zitierte Abhandlung.
[2]) Ley, „Cloudland", p. 84, London 1894.
[3]) Poey, „Comment on observe les nuages", p. 97, Paris 1879.
[4]) Abercromby, „Instructions for observing Clouds", p. 13, London 1888.

Digitized by Google

Eine Photographie des Mammato-Cumulus scheint bis heute noch nicht aufgenommen zu sein und daher mögen meine Zeichnungen einstweilen noch zur Erläuterung dienen.

Wenn ich verschiedene zweifelhafte Fälle und Übergangsformen außer acht lasse, habe ich in den 21 Jahren von 1885 bis einschließlich 1905 im ganzen 67 mal den Cumulus mammatus zu Gesicht bekommen. Diese Beobachtungen sind jedoch zum Teil unvollständig, weil ich nicht immer Zeit zu eingehender Verfolgung der Wolken fand.

Wegen ungleichmäßiger Verteilung der Daten ist es nicht angängig, einen Durchschnittswert für die Häufigkeit seines Vorkommens im Jahre zu berechnen. Ich habe besonders früher, wenn die Erscheinung normal verlief, keine Aufzeichnungen darüber gemacht, wodurch mehrere Jahre überhaupt nicht vertreten sind. Ich glaube aber annehmen zu können, daß man bei genügender Aufmerksamkeit, ohne gerade absichtlich nach ihm zu suchen, im Laufe eines Jahres seiner wohl 10- bis 15 mal ansichtig zu werden vermag. Wegen seiner oft nur geringen räumlichen Ausdehnung, seiner meist kurzen Dauer und der nicht seltenen Verdeckung durch tiefer schwebende Wolken müssen aber die meisten Fälle der Wahrnehmung entgehen.

Auf die einzelnen Monate verteilen sich die Beobachtungen wie folgt:

Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1	1	6	9	8	10	4	16	8	3	0	1	67

Ordnet man die Wahrnehmungen nach zwei Hauptabschnitten des Jahres, so findet sich die Anzahl

in der warmen Jahreszeit (April bis Sept.) zu 55,
„ „ kalten „ (Okt. „ März) „ 12,

also das Verhältnis wie 1 : 4.6.

Der Unterschied tritt noch deutlicher hervor, wenn man sich nur auf die Sommer- und Wintermonate beschränkt:

Im Juni, Juli, August: 30,
„ Jan., Febr. Dez.: 3,

Verhältnis also wie 1 : 10, während ich das Verhältnis der Häufigkeit der Cirruswolken im letzteren Falle nur wie 1 : 2 gefunden habe.

Nach der Tageszeit geordnet — der geringen Anzahl wegen immer 3 Stunden zusammengezogen — finden sich:

	bis 8^a	8^a bis 11^a	11^a bis 2^p	2^p bis 5^p	5^p bis 8^p	später	Zusammen
Fälle:	1	6	13	34	13	0	67

Der Cumulus mammatus ist also eine Wolkenbildung der Wärme. Er bevorzugt den Sommer und die wärmste Tageszeit.

Er ist ferner eine schnell vorübergehende Erscheinung. Aus 9 Fällen mit genauer Zeitangabe ergibt sich die Dauer seines Bestehens im Mittel zu 13 Minuten mit nur geringen Abweichungen im einzelnen. Die kleinste notierte Dauer beträgt 5 Minuten. Ausdrücke wie „rasch vorgehend“, „schnell wieder zerfließend“, „Dauer wenige Minuten“ finden sich sehr häufig.

Aber auch hier, wie überall am Wolkenhimmel, fehlen die Ausnahmen nicht. Ist schnelle Vergänglichkeit die Regel, so kommt doch auch längeres Beharren vor. Ich sah die Bildung z. B. am 3. Juli 1904 über eine Stunde lang anhalten. Wenn sie auch meistens nur einmal an einem Tage aufzutreten pflegte, so kamen doch einzelne Tage vor, in deren Verlauf sie sich mehrmals wiederholte. —

Die räumliche Ausdehnung ist sehr verschieden, gewöhnlich aber nicht groß.

Digitized by Google

Die kleinste Bildung (am 12. Juli 1903) konnte ich nur auf 2° bis 3° Durchmesser schätzen, nahe dem Zenit, innerhalb Cumulo-Ni., die sich bereits zu grauen Flächen zusammenzuschließen begannen. Eine der ausgedehntesten sah ich am 22. April 1906 als geschlossene Decke den ganzen Himmel überziehen mit Ausnahme eines Segments tief im N und NW, wo lange Stratocumulus-Rollen über dem Horizont lagen.

Dazwischen finden sich alle Übergänge.

Gewöhnlich erstreckt sich der Mammato-Cumulus nur über einen Quadranten des Himmels, oder er zeigt sich auf einer Gewitterwand, auf Böengewölk, oder nur an einer einzelnen Wolke. Es ist meistens von ihm eine Fläche zusammenhängend bedeckt, er kann aber auch auf ausgedehntem Gebiete nur in einzelnen voneinander getrennten Partien auftreten.

Aus der oft nur geringen Ausdehnung in Verbindung mit der schnellen Vergänglichkeit, denen diese Wolkenart häufig unterworfen ist, erklärt sich wohl genügend der Mangel an Beobachtungen über dieselbe.

Die Färbung unserer Wolke wird in der Regel als sehr dunkel geschildert, wohl die Folge davon, daß man nur durch ihre zufällige Verbindung mit den stets dunkeln Gewitterwolken auf sie aufmerksam geworden ist.

Ich pflege das Wolkengrau nach einer vierstufigen Skala zu schätzen, in der

I	II	III	IV
weißgrau,	hellgrau,	dunkelgrau,	schwarzgrau

bedeutet und finde aus 22 Gelegenheiten, bei denen ich die Farbenstärke bestimmt habe:

	I	II	III	IV
Fälle	0	5	11	6

Die Richtung des Zuges findet sich aus 51 Fällen:

N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
2	—	—	—	2	—	1	1	2

SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Zusammen
2	12	5	16	5	2	1	51

also mit der vorwiegenden Richtung des regenbringenden Gewölks übereinstimmend.

Die Schnelligkeit des Zuges, geschätzt nach einer fünfstufigen Skala (I = sehr langsam, V = stürmisch gejagt), ergibt sich aus 22 Bestimmungen:

I	II	III	IV	V	Zusammen
13	4	2	2	1	22

Die vorwiegende Langsamkeit der Bewegung ist eine Eigentümlichkeit des Cumulus mammatus. Sie läßt die Vermutung entstehen, es möchte hier der horizontale Wolkenzug stocken und in eine abwärts gerichtete Bewegung übergehen.

Indem ich nun zur Schilderung der Wolke selbst übergehe, schicke ich voraus, daß der Mammato-Cumulus keine selbständige Wolkenart ist, sondern eine vorübergehende Verwandlung eines bestehenden Gewölks bildet.

Im ganzen ist in 54 Fällen die Wolkenart notiert worden. Davon kommen

auf Gewitter	7	23 = 42.6 Proz.	
„ Böen	9		
„ Cumulo-Nimbus	7		
„ Stratocumulus	17	= 31.5	„
„ Nimbus	1	= 1.9	„
„ Altocumulus	2	13 = 24.1	„
„ Flächenwolke der mittl. Region .	11		
Zusammen	54		

Digitized by Google

Auch abgesehen von seiner Verbindung mit einem Gewitter war mitunter am Tage seines Auftretens der Wetterzustand gewitterhaft, es folgte der Erscheinung später ein Gewitter, oder es war ihr eins vorausgegangen, oder es zog eines am Horizont vorüber. Wie schon eingangs gesagt, habe ich es in früheren Jahren oft unterlassen, Notizen zu machen und die Zahl der Wahrnehmungen des Cumulus mammatus auf Gewitterwänden ist größer, als obige Zahlen annehmen lassen. Ich erinnere mich unter anderem, vor Jahren die Bildung auf einem Gewitter in selten großartiger, unheimlicher, schwarzen Gewinden ähnlicher Form gesehen zu haben, welche Wahrnehmung jedoch wie manche andere aus Mangel an jeder Niederschrift hier unberücksichtigt geblieben ist. In der Wolkenliteratur findet man oft den Cumulus mammatus in Verbindung mit Gewittern erwähnt und elektrische Einflüsse sind schon zur Erklärung herangezogen worden. Es ist aber möglicherweise nur ein zufälliges Zusammentreffen beider Erscheinungen in der warmen Jahreszeit im Spiel. Ein Gewitter zieht nicht nur durch sein drohendes Äußeres, sondern auch durch das Donnerrollen die Aufmerksamkeit schon frühzeitig und überhaupt viel mehr auf sich als jede andere Wolkenart. Viele Gewitter und Böen kann man verfolgen, ohne auf ihren düsteren Flächen der Bildung ansichtig zu werden, die sich im Gegenteil auch in ganz gewöhnlicher Wolkendecke bei kühlem Wetter zeigt. Auch wenn von anderer Seite dem Auftreten dieser Wolkenform Ausbruch eines Sturmes zugeschrieben ist, oder wenn ich selbst einige Beobachtungen von Fallwind (der die untersten Wolken zum Schwinden brachte) nebst Temperatursturz glaube auf sie zurückführen zu können, so bleiben doch solche Verbindungen ganz regellos.

Unter der Flächenwolke der mittleren Region verstehe ich eine einförmige hellgraue Decke, die tiefer als der Altostratus und der Altocumulus schwebt, aber höher als der gewöhnliche Stratocumulus ist. Ohne hier auf eine nähere Erörterung einzugehen, bemerke ich nur, daß es offenbar Möllers[1]) „Teppichwolke“ ist, um die es sich handelt, aus der sich der anhaltende Landregen ergießt. Es wird dieselbe sein, die H. Clayton[2]) im Auge hat, wenn er sagt, in der Front der meisten zyklonalen Stürme beginne der Regen von einer hohen glatten Wolkenschicht zu fallen, die wahrscheinlich Altostratus genannt werden würde, fiele der Regen nicht aus ihr. Er schlägt dafür den Namen Alto-Nimbus vor. In dieser glatten grauen Wolkenfläche der mittleren Schicht zeigen sich häufig ganz absonderliche, scharf markierte Bildungen mannigfacher Art, auf die meines Wissens noch niemand aufmerksam gemacht hat. Die am 20. August 1905 gezeichneten eleganten Bögen (Fig. 5 und 6) gehören dazu, desgleichen häufig der Cumulus mammatus.

Bis hierhin läßt die Auffassung wohl keinen Zweifel zu. Nur auf die genannten Wolkengattungen erstreckt sich die vorliegende Bearbeitung. Über das Vorkommen der Bildung im Bereiche der Cirren erlaube ich mir kein Urteil, weil der Auffassungsverschiedenheit ein größerer Spielraum gestattet ist. Die zu Beginn erwähnten Autoren sprechen zwar kurz vom Globo-Cirrus und Cirrovelum-mammatum, aber nur Poey gibt eine Abbildung davon. Seit fast 25 Jahren verfolge ich die Erscheinungen am Wolkenhimmel und finde gelegentlich immer wieder etwas Neues. Aber ein solches Gebilde, wie es Poey auf Tafel XVII a. a. O. dem Leser als Globo-Cirrus vorsetzt, ist mir niemals zu Gesicht gekommen.

Als normale Form des Cumulus mammatus gelten hängende Halbkugeln, deren unterer Rand dunkler und auch schärfer abgesetzt ist als der obere. Die Rand-

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1892, S. 411.
[2]) Clayton, „Discussion of cloud observations“, p. 333, Cambridge 1896.

Digitized by Google

linien können glatt verlaufen (Fig. 2), sie können aber auch gekräuselt sein. Diese Kräuselung kann so stark auftreten, daß jede der großen rundlichen Umrißlinien wieder aus kleineren zu bestehen scheint.

Die hängenden Säcke können 3° bis 5° Durchmesser besitzen, aber auch kleiner sein.

Die Ballen zeigen sich gleichzeitig sowohl neben wie (scheinbar) übereinander und bedecken auf die Weise eine nahezu rundlich begrenzte Fläche des Himmels,

Fig. 2.

10. März 1905. In einer Böenwand.

doch treten sie auch in wahren Reihen oder Linien als „Gewinde“ oder „Girlanden“ auf. So zeigte der schwarzgraue im größten Kreise vor einer Regenwand liegende, 10° breite Wolkenwulst, den ich schon Meteorol. Zeitschr. 1905, S. 394 erwähnt habe, einen girlandenähnlichen Vorderrand.

Da das typische Aussehen des Cumulus mammatus auf Seitenansicht beruht, so ist es wünschenwert, sein Aussehen von unten, im Zenit, kennen zu lernen. Einigemal fand ich hier schwärzliche, undeutlich begrenzte, rundliche Flecke von verschiedenem Durchmesser, bei anderen Gelegenheiten waren die dunkeln Stellen so scharf umrissen, daß sofort die Ungewöhnlichkeit auffiel. Es gab aber auch Fälle, bei denen die Bildung im Zenit noch die charakteristische einseitig scharfe und dunkle Begrenzung zeigte und zwar befand sich diese das eine Mal an der vorangehenden, ein anderes Mal an der folgenden Seite und erst in einiger Entfernung (10° bis 20°) vom Zenit zeigte sich die Rundung mit ringsum gleichmäßiger Schattierung. Es ergibt sich daraus, daß die „Säcke“ sowohl senkrecht hängen, als auch mit ihrem Unterteil in der Zugrichtung zurückbleiben, aber auch umgekehrt vorangehen können.

Fig. 3.

21. Juni 1903.

Von diesen dicken Ballen ausgehend, finden sich Übergänge zu kleingliederigen, feinkrausen Formen, wie sie Fig. 3 und 6 wiedergegeben sind.

Am 21. Juni 1903 fand ich Gelegenheit, diese Abart entstehen zu sehen. Ich hatte $6^{p}\ 30^{m}$ den östlichen Himmel vor Augen, der fast völlig einförmig, ziemlich dunkelgrau ganz bedeckt war, wie vor dem Beginn von Regen. Luft verdunkelt. Plötzlich tauchten überall in dieser glatten Nimbus-Fläche scharf markierte, krause, horizontale Wellenlinien auf und zwar ohne Abschattierung nach oben, es waren nur

Digitized by Google

Wellenränder ohne Wellenkörper (Fig. 3). Jede Welle besaß 1°, 2°, höchstens 3° horizontale Ausdehnung und die eine war anfangs von der anderen weit getrennt. Bald aber waren die Zwischenräume mit weiteren Bildungen dieser Art ausgefüllt, so daß nach etwa 5 Minuten alles mit Cumulus mammatus überzogen war. 6P 40m verschwand er wieder, verblassend.

Daran schließen sich die Abarten, bei denen die Linien flacher verlaufen und dann folgen die Übergänge zu den gewöhnlichen Wogenwolken.

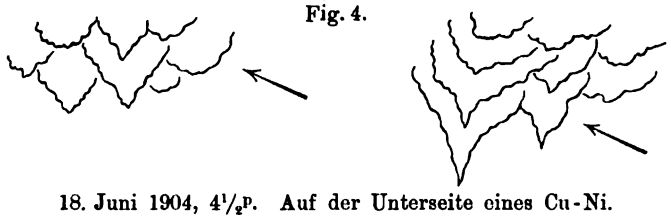
Einigemal stellte sich die Bildung als nichts anderes denn der veränderte Rand des gewöhnlichen Rollcumulus (Stratocumulus) dar.

Zum Schluß teile ich im Auszuge einige der mir geglückten Beobachtungen über die Bildungsweise der in Rede stehenden Wolkenform mit.

1904, Juni 16, 3P. In der dunkeln Unterseite einer Cumulo-Nimbus-Masse bildet sich bald hier, bald dort Cumulus mammatus, wie es scheint, indem sich die Grundlinien der Ballen verschärfen und in hängende Mammae zerfallen.

1904, Juni 18, 4P 30m. Innerhalb einer etwa ein Drittel des Himmels bedeckenden dunkelgrauen, einförmigen Wolke (wahrscheinlich Unterseite eines Cumulo-Nimbus, deren einzelne am Horizont zu sehen waren) geht Mammato-Cumulus-Bildung vor sich. Ununterbrochen auftauchend und schwindend, zerfließend, wodurch der Eindruck des Wogens einer fließenden Wasserfläche hervorgerufen wird. Die Erscheinung hielt mindestens eine halbe Stunde an, doch waren die einzelnen Bildungen selbst rasch vergänglich. Die beiden Skizzen Fig. 4 zeigen die etwas ungewöhnliche Form.

Fig. 4.



18. Juni 1904, 4½P. Auf der Unterseite eines Cu-Ni.

1904, Juli 3, 11a 20m beginnt in grauer Stratocumulus-Bedeckung über mir Cumulus mammatus sich zu bilden. Der Vorgang hielt bis etwa 12P 30m an. Sehr ausgedehnt und allgemein, aber nur in den grauen Wolken, nicht in den sich dazwischen zeigenden weißen Cumulusballen. Auch die einzelnen Bildungen selbst langdauernd, nicht, wie oft beobachtet, rasch vergehend. Zug aus W. Oft sah das Ganze aus wie strudelndes, wogendes Wasser. Es zeigten sich auch lange, breite, sehr dunkle Rippen, schräg zur Zugrichtung liegend, die den Eindruck von herabhängenden Wogen machten. Die ganze Bildung schien nur über den Waldungen des sog. „Vorgebirges“ (oder „Ville“) vor sich zu gehen, wo ich mich befand (etwa 10 km südwestlich von Köln). Jenseits derselben, über der offenen Ebene im W, war der Himmel über dem Horizont hell, mit weißen Cumuluswolken bedeckt. Und je weiter die dunklen Mammatusgestalten nach E zogen, desto mehr wurden die markanten Umrisse verwischt und es blieben unregelmäßige, wogenähnliche Linien oder verwaschene Streifungen übrig.

1905, August 20 (Beobachtungen im Hügellande etwa 20 km östlich von Köln), 2P 30m. Ganz bedeckt, Teppichwolke der mittleren Wolkenstufe, überzogen von vielen, scharf markierten Linien, meist wagerecht, unten dunkel, nach oben heller werdend und verwaschen auslaufend, etwas gekrümmt, oft sogar mit förmlichen Ecken (Fig. 5). An Wogen erinnernd, doch fehlt ihnen meist der Körper. Viele feinkrause Mammatus-Bildungen dazwischen, sich ständig neubildend, wenn andere zergangen sind. — Regen in Schauern. — 3P 30m ziehen große, dunkelgraue Ballenwolken heran, die sich auf jene Decke projizieren. Als sie aber beim Abzug ihre Rückseite

Digitized by Google

zeigten, sah ich, daß sie keineswegs eine selbständige Wolkenart waren, sondern anscheinend herabhängende Verdickungen jener hellgrauen Decke (Fig. 6). Die dunkeln Mammato-Cumulusballen gingen nämlich an ihrer Rückseite allmählich

Fig. 5.

20. August 1905 — I., $2^1/_2{}^p$.

Fig. 6.

20. August 1905 — II., $3^1/_2{}^p$.

in die langen schmalen Bögen über. An einer Stelle stand ein solcher Ballen auch mit einer Partie des helleren feinkrausen Mammatus sichtlich in Verbindung, ganz so, wie ich auch bei anderen Gelegenheiten beide Arten miteinander zugleich auftretend wahrgenommen habe.

Digitized by Google

Andere Beobachtungen sind den vorstehend mitgeteilten ähnlich.

Bei weit mehr Gelegenheiten habe ich naturgemäß nur das Ende des Vorganges verfolgen können. Auch hier zeigen sich Verschiedenheiten. Die Wölbungen glätten sich und zerfließen zu grauen Flächen. Am 21. April 1906 um $4^{p}\,30^{m}$ wurden die anfangs dicken „Säcke“ zu einem so dünnen, jedoch dunkelgrauen Schleier ausgebreitet, daß dahinter befindliche weiße Altocumulusrollen matt hindurchschimmerten. — Oder die hängenden Trauben nehmen wieder die Gestalt des umgebenden Gewölks an, aus dem sie hervorgequollen waren; oder sie lösen sich in Flocken auf; oder die Halbkugeln öffnen sich und ergießen verwaschene Faserbündel, Schleierstreifen, nach unten, ein Vorgang, der den Eindruck von herabhängenden Säcken, die ihren Inhalt ausschütten, besonders verstärkt. —

Als wahrscheinlichste Veranlassung der hier behandelten Wolkenbildung ist wohl eine absteigende Luftbewegung anzunehmen, die aber (weil meist lokal eng begrenzt) ihre Wirkung nur in seltenen Fällen bis in die untersten Luftschichten hinein ausdehnt.

Kleinere Mitteilungen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis und zu Fort William im Jahre 1904. Wir teilen hier die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der letzten Monate mit, in welchen die beiden Observatorien noch tätig waren, nach dem Report of the 75. Meeting of the British Association South Africa Aug. a Sept. 1905, S. 77/80 und sprechen dabei nochmals unser tiefstes Bedauern darüber aus, daß die Tätigkeit der beiden Observatorien eingestellt worden ist.

Der Januar 1904 hatte an beiden Observatorien eine hohe Temperaturabweichung, unten + 1.4°, oben + 1.2° C. Am 21. Januar trat um 10^{p} auf dem Ben Nevis der höchste Luftdruck der ganzen Beobachtungsperiode ein, 25.925 Zoll = 658.5 mm. Der Februar hatte einen sehr tiefen Luftdruck und war unten und oben zu kalt, Abweichung unten — 0.6, oben — 1.3° C. Der Regenfall im April war excessiv, der größte in 20 Jahren, auf dem Ben Nevis war die Regenmenge dreimal größer als die normale. Gewitter gab es auf dem Ben Nevis an fünf Tagen, 12. Februar, 1. Mai, 13. und 31. Juli und 14. August; Wetterleuchten am 10., 23. und 24. Januar.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Ben Nevis und zu Fort William im Jahre 1904.

	Luftdruck		Temperatur: Mittel		Max.		Min.		Niederschlags-Menge		Tage		Sonnenschein in Stunden	
	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William	Ben Nevis	Fort William
Jan. . . .	637.2	753.8	— 3.6	5.1	3.9	10.8	— 9.2	— 2.1	551	204	25	27	9.2	6.4
Febr. . . .	37.7	48.1	— 5.7	3.2	1.1	8.9	— 11.9	— 3.2	290	156	24	20	22.6	31.2
März . . .	42.4	60.4	— 4.9	4.2	2.9	10.6	— 12.2	— 4.2	220	123	21	17	69.6	103.8
April . . .	38.1	54.3	— 2.4	7.4	2.8	14.4	— 6.9	0.5	675	261	28	26	18.5	77.8
Mai . . .	42.7	58.3	0.1	9.4	10.2	22.8	— 7.8	2.3	276	165	21	23	80.2	141.4
Juni . . .	46.9	61.5	4.2	12.8	12.8	23.6	— 2.4	4.6	237	126	16	14	187.3	224.8
Juli . . .	46.7	59.8	6.2	14.2	16.7	24.2	0.1	6.9	204	135	20	21	140.4	164.0
Aug. . . .	45.3	59.4	4.1	12.9	14.4	22.8	— 0.8	4.1	297	181	28	26	37.4	125.5
Sept. . . .	46.8	61.6	3.6	11.8	10.4	19.7	— 1.1	3.4	340	219	19	19	101.5	132.8

Die Beobachtungen wurden im Oktober abgebrochen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
Mittlere Bewölkung.									
Ben Nevis	9.3	9.3	7.7	9.5	8.7	6.8	7.6	8.8	8.1
Fort William	8.5	8.4	6.8	8.2	7.8	6.3	7.6	8.0	7.1
Mittlere Windgeschwindigkeit (engl. Meilen pro Stunde).									
Ben Nevis	18	19	16	17	14	10	11	8	11

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Herbertshöhe[1]. Zum ersten Male liegen dank der Bemühungen des Regierungsarztes Dr. Wendland in Herbertshöhe zuverlässige meteorologische Daten im Rahmen einer Station zweiter Ordnung für den Bismarckarchipel vor. Die Gewitter- und Regenmessungen begannen mit dem 1. Januar 1902, während die regelmäßige Notierung der Ablesungen der übrigen Instrumente am 13. Januar 1902 einsetzte und ziemlich lückenlos bisher fortgeführt wurde, wenn auch der Mangel eines Zeitdienstes — die in Herbertshöhe vorhandenen Uhren differieren oft bis auf 20 und mehr Minuten — das Innehalten der richtigen Beobachtungstermine erschwert hat, was übrigens bei den meisten kolonialen Stationen der Fall sein dürfte.

Leider mußte mit den Beobachtungsterminen, welche öfters mit den amtlichen Pflichten des Beobachters kollidierten, wiederholt gewechselt werden. Die Mittel sind aber auf das Mittel 7, 2, 9 reduziert.

Auch der Beobachtungsort selbst mußte am 10. August 1903 nach einem etwa 400 m westlich vom alten Platz gelegenen Ort, dem Hügel Vunabakui in etwa 70 m Seehöhe, verlegt werden, während der frühere Beobachtungspunkt nur etwa 53 m Höhe besessen hatte. Die sämtlichen Instrumente waren ursprünglich in einer völlig freistehenden kleinen meteorologischen Hütte mit Palmblattdach aufgestellt, auch das Barometer, welches gegen seitliche Sonnenbestrahlung durch breite Streifen von Segelleinwand geschützt war, die die sonst offenen Seiten der Hütte in den unteren Teilen im Osten, Süden und Westen verschlossen. Dieses Häuschen stand auf einem Hügel, dessen Seehöhe zu 53 m bestimmt war, in etwa 450 m Abstand in Luftlinie vom Meeresstrande.

Da aber durch die erwähnten Vorkehrungen das Barometer gegen Sonnenstrahlungseinflüsse doch nicht genügend geschützt schien, wurde das Instrument am 15. Januar 1903 in dem Zimmer des Beobachters aufgehängt und hatte damit eine um etwa 1.8 m höhere Aufstellung über dem Meeresspiegel als vorher.

Auch ein Richardscher Barograph und Thermograph waren während eines großen Teiles der hier in Rede stehenden Beobachtungsperiode in Tätigkeit. Leider stellte sich bei der Bearbeitung der Registrierstreifen des Barographen heraus, daß dessen Schreibfeder, vielleicht infolge zu starken Aufliegens auf dem Papier, nur zögernd und oft ruckweise den Veränderungen des Luftdruckes gefolgt war, so daß sich diese Registrierungen nicht auswerten ließen. Es ist dies um so bedauerlicher, als sich infolgedessen die wechselnden Terminbeobachtungen nicht auf einen einheitlichen Termin, etwa 7^a, 2^p, 9^p, reduzieren lassen. Von den Registrierungen des Thermographen liegen dagegen 21 lückenlose Monate vor, deren Ergebnisse im ersten Heft 1906 der „Mitteilungen“ in einer besonderen Abhandlung von J. Hann bearbeitet worden sind. Mit Hilfe derselben sind in den nachstehenden Monatsübersichten die direkten Beobachtungen auf die einheitlichen Termine 7^a, 2^p, 9^h reduziert worden.

Die Ergebnisse der dreijährigen Beobachtungsreihe lassen erkennen, daß das Klima von Herbertshöhe einen sehr gleichmäßigen tropisch-insularen Charakter hat. Die absoluten Luftdruckschwankungen im Jahr betrugen nur 7 bis 9 mm.

Die mittlere Lufttemperatur stellte sich wie folgt:

	7^a	2^p	9^p	Mittel	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Diff.	Absolutes Max.	Absolutes Min.	Diff.
1902	24.4°	27.9°	24.5°	25.5°	29.7°	21.2°	8.5°	34.2°	17.7°	16.5°
1903	24.6	28.8	24.9	26.1	—	22.6	—	—	20.7	—
1904	24.4	28.8	24.4	25.9	30.8	22.7	8.1	33.6	21.0	12.6

Die Zusammenstellung der Beobachtungen der Windrichtung läßt erkennen, daß der SE-Passat, welcher, durch die örtlichen Verhältnisse bedingt, zuweilen auch als S-Wind auftritt, vom Mai bis einschließlich November ganz entschieden zur Herrschaft gelangt, während der NW-Monsun in den übrigen Monaten oft nur zum Nachmittags-Beobachtungstermin hervortritt. Die geschätzten Windstärken lassen erkennen, daß der SE-Passat auch erheblich stärker weht wie der NW-Monsun. Im allgemeinen scheint letzterer auch mehr Niederschläge zu bringen, als der Passat, wenn auch der regenreichste bisher beobachtete Monat der August 1902 mit 330 mm Regenfall war. Der Regenfall in den einzelnen Monaten ist

[1]) Im Auszuge aus v. Danckelmans Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. 18, wo die vollständigen Tabellen für jedes Jahr zu finden sind.

Digitized by Google

überhaupt starken Schwankungen ausgesetzt. Eine eigentliche Trockenzeit besteht nicht. Im Durchschnitt der drei Jahre waren Dezember und Januar die feuchtesten, Mai und Oktober die trockensten Monate. Die Jahresmenge scheint sich nicht weit von rund 2000 mm zu entfernen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Herbertshöhe in den Jahren 1902 bis 1904. 4° 21′ SBr., 152° 17′ EL., 55 bis 70 m Höhe.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Luftdruckmittel 700 +.													
1902 (55 m)	52.4	53.1	52.6	52.6	53.8	53.8	54.0	53.8	54.9	54.9	54.3	53.2	53.6
1903 (55 „)	54.0	53.9	52.4	53.0	53.3	53.4	52.8	54.5	54.4	54.0	53.3	52.5	53.4
1904 (70 „)	51.2	51.1	51.2	51.1	52.2	52.9	52.5	52.5	52.2	52.0	51.9	52.1	51.9
Mittlere Monats- und Jahresschwankung.													
1902/04	4.4	4.9	5.8	5.4	5.0	4.1	4.3	4.2	6.0	5.2	5.4	5.4	7.7
Temperaturmittel.													
1902	26.1	25.9	26.0	25.7	25.5	24.6	24.9	24.6	25.0	25.5	26.0	25.8	25.5
1903	26.2	26.2	26.3	25.9	26.4	26.3	25.6	25.6	26.1	26.4	26.0	26.4	26.1
1904	26.3	25.6	25.8	26.2	26.2	25.8	25.3	25.5	25.5	25.8	26.4	25.9	25.9
Mittlere tägliche Amplitude.													
1902/04	8.6	7.8	8.5	8.2	9.0	8.1	7.9	8.2	8.2	8.8	8.5	8.3	8.3
Mittlere absolute Maxima.													
1902/04	32.3	31.7	32.7	31.7	32.4	32.0	31.4	31.8	32.2	32.5	32.8	33.1	33.7
Mittlere absolute Minima.													
1902/04	21.1	21.0	21.0	20.8	21.1	20.5	20.5	20.2	20.3	20.4	21.3	21.7	19.8
Relative Feuchtigkeit[1]).													
7a	86	87	85	86	85	85	85	87	84	81	81	85	85
2p	72	77	74	74	70	72	71	72	70	68	70	74	72
9p	85	87	86	86	85	86	85	86	84	83	83	89	85
Bewölkung.													
7a	5.7	7.4	5.9	5.4	5.4	6.6	6.2	6.1	6.0	4.5	5.0	5.8	5.8
2p	6.2	7.8	6.5	6.4	5.9	6.7	6.2	6.7	6.3	6.0	6.8	6.3	6.5
9p	7.4	7.8	7.3	6.2	6.0	6.5	6.8	6.7	6.4	6.1	6.3	6.6	6.7
Windstärke.													
7a	1.2	1.1	1.1	1.1	1.5	1.8	2.0	1.8	1.9	1.6	1.6	1.2	1.5
2p	4.6	5.0	4.5	3.9	4.6	4.7	5.1	5.2	5.6	5.4	4.9	4.7	4.9
9p	1.5	1.4	1.3	1.5	2.0	2.2	2.5	2.8	2.4	2.1	2.2	1.3	1.9

														Max. pro Tag
Niederschlagsmenge.														
1902	218	229	130	200	162	234	128	330	77	67	95	219	2089	76
1903	196	184	204	280	73	77	112	81	143	77	240	133	1800	112
1904	294	243	212	92	67	192	108	74	167	189	123	319	2080	86

Niederschlagstage überhaupt.													
1902/04	19.3	23.3	21.7	19.7	15.7	16.7	19.7	20.7	15.4	11.7	15.7	22.3	221.9
Niederschlagstage mit mehr als 1 mm.													
1902/04	13.0	19.3	12.7	11.7	8.7	11.0	11.7	11.7	8.7	6.3	8.7	14.7	138.2
Gewittertage.													
1902/04	6.7	6.7	7.0	6.7	4.3	1.0	3.3	2.7	4.7	5.3	9.3	10.7	68.4
Tage mit Wetterleuchten.													
1902/04	3.7	2.0	3.0	3.7	2.7	2.0	2.3	2.0	1.7	3.7	2.0	2.7	31.5
Erdbeben.													
1902/04	6.0	5.0	3.7	2.7	5.0	3.0	3.3	5.3	2.0	4.3	5.3	2.3	47.9
Häufigkeit der Winde (1902 bis 1904). Mittlere Zahl der Beobachtungen.													
N	3	2	4	1	3	0	0	1	1	2	1	4	22
NE	2	2	4	3	3	1	3	2	3	6	4	3	36
E	1	1	1	1	4	2	2	3	3	1	1	4	24
SE	4	2	4	6	39	55	66	53	56	48	50	20	403
S	26	19	32	25	24	11	9	12	9	13	13	22	215
SW	8	7	11	15	4	1	1	4	4	6	6	8	75
W	3	5	3	1	0	0	0	0	0	0	0	2	14
NW	18	28	19	21	3	1	0	1	0	2	5	14	112
Kalorien	3	11	8	10	4	4	4	5	3	3	3	9	67
Fehlende Beobachtungen	25	8	7	7	10	15	8	12	11	13	7	7	130

[1]) Mittlerer Dampfdruck 20,3 mm.

Digitized by Google

W. Krebs: Der Ponape-Taifun vom 20. April 1905[1]). Der erste Taifun, der ein deutsches Schutzgebiet verheerte, gehörte zu den bestbeobachteten Erscheinungen seiner Art. Zwar ist dies einer Fügung günstiger Umstände zu danken. Aber von guter Vorbedeutung erscheint es doch, daß im deutschen Bereich trotz Sturm und Not zwei Stationen aus dem Stegreif errichtet wurden, die sehr wertvolle Beobachtungen lieferten, und daß der anwesende oberste Beamte des Schutzgebietes, mit einem — es muß ausgesprochen werden — bei deutschen Verwaltungsbeamten in den Kolonien oft vermißten Verständnis für den Wert naturwissenschaftlicher Forschung, die eine Beobachtungsreihe selbst schuf, die andere der Bearbeitung zugänglich machte.

Das geschah sehr schnell, durch briefliche Mitteilungen auf dem Wege über eine Zeitungsredaktion, zugleich eine nachahmungswerte Verwendung des neuzeitlichen Preßwesens für Zwecke der ihm besonders kongenialen Erforschung des Alle betreffenden und deshalb unter allen Umständen wichtigen Tagesereignisses, des Wetters.

Der fragliche Taifun scheint am 18. April 1905 nahe der Südostseite des deutschen Schutzgebietes in der nördlichen Südsee entstanden zu sein. Er verheerte am 19. April die Inseln Kusaie und Pingelap, am 20. April Mokil und Ponape, die Hauptinsel der Karolinen, mit ihrer Nachbarschaft. Hier fand er genaue Beobachtung an zwei um neun Seemeilen voneinander entfernten Stationen. Der geschäftsführende Vizegouverneur Herr Berg, gerade auf einer Dienstreise begriffen, beobachtete auf der kleinen Insel Keparalap an der Westseite Ponapes. Der Kapitän des Motorschoners der Regierung „Ponape“ beobachtete im Langarhafen an der Nordseite dieser Insel.

Vor allem wurden beiderseits Reihen von Luftdruck- und Windbeobachtungen geliefert. Sie ließen erkennen, daß das Sturmzentrum seinen nach W zu N gerichteten Weg zwischen beiden Stationen hindurch nahm, Langarhafen etwas näher als Keparalap. Wahrscheinlich fiel er ein in die der Ostküste Ponapes tief eingeschnittene Bucht von Metalanim und folgte zunächst dem Tale des in diese mündenden Pilapletaubaches. Sein fernerer Weg fiel dann ungefähr zusammen mit der Talsenkung zwischen der nördlichen und der mittleren der drei Bergketten, die Ponape von ESE nach WNW durchziehen. Die nördliche beginnt mit dem 304 m hohen Majijoberge, die mittlere gipfelt mit dem zentralen und höchsten Berge Ponapes, dem 872 m hohen Tolokole. In Langarhafen wurde ein Drehen des Windes bei gleichbleibender Orkanstärke von nordöstlicher nach südöstlicher Herkunftsrichtung bemerkt, auf Keparalap von nördlicher nach südlicher, unter Abflauen der Zwischenrichtungen, offenbar infolge des von den Bergen im E gebotenen Hindernisses. Denn der Luftdruck ging hier nur auf 717 mm herab, in Langarhafen dagegen unter 714. Er wurde an beiden Orten mit den der Luftdruckbewegung niemals ganz folgenden Aneroidbarometern gemessen.

Um so auffallender tritt die Stärke des Fallens entgegen. Sie betrug auf Keparalap 12.5 mm in der Stunde von 1.45 bis 2.45 nachmittags, bei Langarhafen sogar 15 mm in der Stunde von 2 bis 3 Uhr nachmittags. Die stärksten in der Taifun-Literatur bisher vorliegenden Barometerstürze innerhalb einer Stunde erreichten 33.4 mm bei dem „C. H. Wätjen“-Taifun am 3. März 1903 in der südlichen Südsee, 22.9 mm bei dem „Ciudad de Santander“-Taifun am 17. August 1879 im östlichen Nordatlantic, 13.5 mm bei dem Mauritius-Taifun vom 29. April 1892, 12.2 mm bei dem Manila-Taifun vom 26. Oktober 1882. Die Barometerstürze bei dem Ponape-Taifun vom 20. April 1905 machen demnach die dritte und die fünfte Stelle der bisher verzeichneten stärksten Barometerstürze streitig.

An Stärke des Anstiegs hinter dem Tief kann sich mit dem Ponape-Taifun anscheinend überhaupt kein in der Literatur dargestellter messen. Mit 27 mm innerhalb der einen Stunde zwischen $^1/_2$4 und $^1/_2$5 ist die ansteigende Kurve von Keparalap ungefähr doppelt so steil als diejenigen der erwähnten Manila- und Mauritius-Taifune. Mit der Messung im Langarhafen verhielt es sich freilich anders. Der steilste Anstieg innerhalb einer Stunde erreichte nicht mehr als 12.7 mm. Deutlich ließ die Kurve demnach erkennen, daß das Schiff, auf dem mit kaltblütigem Seemannsmut die Messungen fortgesetzt wurden, mit dem Sturmtief trieb. Es scheiterte tatsächlich auf einer der vielen das Fahrwasser umsäumenden Korallenbänke. Sein Schicksal teilte der Motorschoner der Jaluit-Gesellschaft „Diana“. Beide Fahrzeuge konnten übrigens dem Vernehmen nach später abgebracht und wieder seetüchtig gemacht werden.

[1]) Nach einem Sonderabdruck aus der „Neuen Hamburgischen Börsen-Hall“.

Digitized by Google

Für die ungewöhnliche große Stärke des Taifuns sprach auch seine Lebensdauer. Sie reichte über zwölf Tage aus und bis in das südchinesische Meer. Der Ponape-Taifun hatte den eigenartigen Vorzug, von den Karolinen an bis zu den Philippinen von einem mustergültig geführten Schiffe geradezu eskortiert zu werden. Es war der amerikanische Transportdampfer „Thomas", der vom 24. bis 28. April in erst 200, schließlich etwa 50 Seemeilen Entfernung nördlich neben dem Taifuntief herlief, mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 300 Seemeilen am Tage, die ungefähr der Geschwindigkeit von dessen Fortschreiten entsprach. Am 28. April, etwa 100 Seemeilen von den Philippinen, 45 Seemeilen von dem Zentrum des Taifuns, als der nach südsüdöstlicher Richtung gedrehte Wind fast zum Orkan, mit Stärke 10 oder sogar 12 ausgeartet war, ließ der „Thomas" dem Taifun wohlweislich den Vortritt. In einem Bogen schwenkte er an dessen Rückseite nach WSW ab, kreuzte die Bahn des vorübergeschrittenen Tiefs und begab sich unter den Windschutz der Insel Samar und der Halbinsel Camarina, des Südostzipfels von Luzon.

Er setzte sich so in den Genuß des gleichen Vorteils, den sich ein spanischer Dampfer „La Paz y Buen Viaje" an dieser Küste gewahrt hatte. Aus der Richtung der Taifundänung (Swell), die von NE kam, während die erst von N aufgefrischten Winde nach NW drehten, konnte schon am Morgen des 27. April, als das Zentrum noch 400 Seemeilen entfernt war, der Schluß gezogen werden, daß dieses im N vorbeiziehen würde. Gegen die dann zu erwartenden südlichen und westlichen Sturmrichtungen bot die Reede von Gubat, wo dieser Dampfer ankerte, hinreichenden Schutz. Der Entschluß, auf ihr zu verbleiben, wurde durch den glücklichen Ausgang gerechtfertigt.

Bemerkenswert war das Abnehmen des Taifuntiefs auf dem langen Seewege. Während es, auch in dem abgeschwächten Bilde der Aneroidablesungen auf Ponape, die Tiefe von 717 mm zu Keparalap, weniger als 714 mm im Langarhafen aufgewiesen hatte, ließ es an philippinischen Stationen den Luftdruck nirgends unter 738 mm sinken. Diese Barometerstände wurden Stationen zuteil, die der Taifun beim Überschreiten des nördlichen Luzon am nächsten passierte. Es waren in 6 Seemeilen Entfernung Baler an der Ostküste und in 30 Seemeilen Entfernung vom Zentrum des Taifuns Baguio im nordwestlichen Binnenlande. Die eine Station liegt am Fuße der ersten Küstenkette, die andere am Fuße derjenigen Binnenkette, die mit dem höchsten Berge Luzons, dem nahezu 2300 m hohen Santo Thomas, gipfelt. Die Verstärkung eines Sturmtiefs auf ansteigendem Gelände ist ohne weiteres verständlich, da es am stärksten in seiner mittleren Höhenlage entwickelt ist.

Die Stationen, zwischen denen der Taifun den luzonischen Boden verließ, San Fernando und Bolinao an der Westküste, verzeichneten als tiefste Barometerstände wesentlich mehr Millimeter, 750 und 751.3 am Abend des 29. April, obgleich sie dem Sturmzentrum noch näher lagen als Baguio. Ein Dampfer „Yuensang", der am 30. April westlich von Luzon dem Zentrum auf 40 Seemeilen nahe kam, verzeichnete nicht weniger als 752.1 mm Luftdruck.

Dieses Schiff, das von einem chinesischen Hafen nach Manila bestimmt war, hatte die erste Kunde vom nahenden Taifun schon am Vortage, dem 29. April, erhalten. Damals befand es sich in der Höhe des Balintangkanals, nördlich Luzon, unter 19.7° NBr., 116.2° EL., während das Taifunzentrum noch östlich von Luzon, etwa unter 15° NBr., 123° EL. lag. Die Entfernung von diesem bis zum „Yuensang" betrug in der Luftlinie mindestens 500 Seemeilen. Obgleich zu ihr noch der Umweg um den größeren Nordteil der Insel Luzon kam, gelangte der Schwell beim „Yuensang" doch als „schwere See" vom Balintangkanal aus zur Geltung.

Das Monatsbulletin für April 1905 des Wetterbureaus der Philippinen, dem diese Daten entnommen sind, bezeichnet dieselbe Wasserströmung auch als starke Ostströmungen (easterly currents), indem anscheinend ausnahmsweise statt der üblichen Zielbezeichnung diejenige der Herkunft gewählt ist. Es hebt dabei besonders hervor, daß diese Seen allmählich nachließen, je mehr das seinen südlichen Kurs verfolgende Schiff unter den Schutz der Insel Luzon gelangte, und bekundet die Neigung, diese Abnahme teilweise auch aus einer Abnahme der Sturmstärke, beim Überschreiten Luzons, zu erklären.

Das kommt ebenfalls auf das Ergebnis unseres Vergleiches heraus, dem der Taifun bei Ponape und 8 bis 10 Tage später bei Luzon unterzogen wurde. Es läßt einen ungefähren Schluß auf sein weiteres Schicksal in der Chinasee zu. Die Wahrscheinlichkeit besteht, daß der Taifun in dieser bald zum gänzlichen Abflauen gelangt ist. Zur Prüfung dieses Schlusses

Digitized by Google

würden Beobachtungen von Schiffen, die während der ersten Maiwoche 1905 die südliche Chinasee befahren haben, von großem Werte sein. Sollten unter ihnen Sturmnachrichten vorliegen, so würden sie kaum anders als auf das Auslaufen dieses Taifuns zu deuten sein. Denn jedenfalls über den Philippinen folgte ihm während der ganzen ersten Hälfte des Mai kein anderes Tief, sondern vielmehr Hochdruckwetter von so ausgeprägtem Charakter, daß der Niederschlagsmangel im Mai zur Dürre ausartete.

Jährliche Niederschlagsmengen zu Toronto 1845 bis 1903 und Wasserspiegelschwankungen des Ontario-Sees. Die Transactions of the Canadian Institute, September 1905 (Vol. VIII, p. 7) enthalten eine längere Abhandlung von Kivas Tully unter dem Titel: The Fluctuations of Lake Ontario. Wir entnehmen derselben die nachfolgenden Daten[1]): Der Ontario-See hat eine Oberfläche von 7240 englischen Quadratmeilen, das gesamte Einzugsgebiet desselben aber bis zum Lake Superior hinauf beträgt über 270 000 englische Quadratmeilen. Seine mittlere Seehöhe ist 246.6 englische Fuß, seine mittlere Tiefe 475 Fuß, die größte Tiefe 1008 Fuß, also 406 Fuß unter dem Meeresniveau.

Bei Berücksichtigung der Schwankungen des Wasserspiegels ist zu beachten, daß ein langer strenger Winter die Schneeschmelze verzögert, welche den Sommerstand auf Kosten jenes des Winters erhöht.

Aus der Tabelle der höchsten und tiefsten Wasserstände des Sees[2]) haben wir die folgenden 10jährigen Mittelwerte abgeleitet:

Dezennium	Mittlerer höchster Stand	und mittleres Datum	Mittlerer tiefster Stand	und mittleres Datum	Differenz
1854/63	0.92 m	22. Juni	0.20 m	29. Dezember	0.72 m
1864/73	0.68 „	8. „	— 0.12 „	24. Januar	0.80 „
1874/83	0.63 „	20. „	— 0.13 „	27. Dezember	0.76 „
1884/93	0.78 „	12. „	0.00 „	3. Januar	0.78 „
1894/1903	0.32 „	9. „	— 0.38 „	22. Dezember	0.70 „
Mittel	0.66 „	14. „	— 0.09 „	2. Januar	0.75 „

Die extremen Stände waren + 1.17 m Mai 1886 und — 0.64 m November 1895.

Die höchsten wie die tiefsten Stände haben sich verringert, aber auch die Niederschlagsmengen:

Toronto	1845/54	1855/64	1865/74	1875/84	1885/94	1895/1903	Mittel
Niederschlagsmenge .	852	889	855	801	810	770	831 mm.

Der Autor sieht die Ursache in der rücksichtslosen Ausrottung der Wälder in Ontario, in Michigan, Wisconsin in den Vereinigten Staaten. Der Director of Forestry geht auf diese Verhältnisse des Näheren ein. Der Schnee schmilzt nun rascher im Frühjahr und das Wasser fließt plötzlicher ab; der Wind findet weniger Widerstand, was die Farmer empfindlich fühlen, da der Schnee von den Feldern weggeblasen wird, was die Bodenfeuchtigkeit verringert. Stupart bemerkt, daß die Verminderung der Niederschläge zu Toronto beträchtlich ist in der letzten Periode; die 17 ersten Jahre gaben 937 mm. Die große Verminderung des mittleren Wasserstandes des Ontario-Sees 1884 bis 1903 um 0.345 m kann aber nicht allein in der verminderten Niederschlagsmenge begründet sein. Auch Veränderungen in den Abflußverhältnissen nehmen daran Teil. Auf bemerkenswerte Seespiegelschwankungen, über welche in der zitierten Abhandlung berichtet wird, kann hier nur aufmerksam gemacht werden.

Wir haben auch noch die Jahressummen der Niederschläge zu Toronto für 59 Jahrgänge in folgender Tabelle zusammengestellt:

Toronto — Niederschlags-Jahressummen in mm.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1840	—	—	—	—	—	710	979	938	681	927
1850	900	780	1039	731	831	1055	687	1036	828	1010
1860	762	875	864	832	938	836	1001	764	871	1007
1870	1173	831	644	803	618*	755	822	650	1232	746
1880	897	682	631	867	725	836	891	654	667	795
1890	949	800	749	1009	751	711	739	825	786	736
1900	752	820	788	778	—	—	—	—	—	—

J. H.

[1]) Die Niederschlagsmengen 1845 bis 1853 haben wir einer älteren Publikation: Abstracts and Results of Magn. and Met. Observations Toronto 1841/71, Toronto 1875, entnommen. Die Niederschlagsmessungen von 1845 sind unvollständig, hier ergänzt.

[2]) Der Nullpunkt des Pegels wurde 1854 festgelegt und befindet sich 9 Fuß über dem Fels bei Queens Wart.

Digitized by Google

Meteorologische Notizen. Barometerfall auf den Hebriden. Als es mir im Oktober 1905 gestattet war, im Bureau Central Météorologique de France, Paris, Auszüge aus dort gesammelten Journalen zu nehmen, wobei mir größtmöglichstes Entgegenkommen auf freundlichste Weise allerseits gezeigt wurde, übergab mir auch mit gütiger Zustimmung von Herrn Prof. Angot Herr Dr. Chauveau andere Berichte und bereits genommene Auszüge, von denen mehrere allgemeiner Kenntnisnahme mir wert erscheinen, wofür ich auch hier aufrichtigen, verbindlichsten Dank erstatte. Zunächst ausnahmsweise Abnahme des Barometerstandes auf den Neu-Hebriden, über die ein Zeitungsausschnitt berichtet, der leider die Jahreszahl nicht enthält; nach dem Verzeichnis von Herrn E. Knipping in seiner Arbeit „Die tropischen Orkane der Südsee zwischen Australien und den Paumotu-Inseln" (Arch. d. deutschen Seewarte XVI, 1893, Nr. 1, S. 26—27 und Dtsch. Swrt., Segelhandbuch für den Stillen Ozean, S. 239) könnte es gewesen sein Nr. 128 oder Nr. 138, d. i. im Jahre 1890 oder 1891: „Nouméa, März 13. Der Wirbelsturm traf plötzlich Port Sandwich in der Nacht vom 4.—5. März; am Abend des 4. bemerkte man kein Anzeichen von ihm; während des Tages (4.) war das Wetter sehr schön, der Stand des Barometers der Station 762 mm, aber um 8^h abends begann er abzunehmen und zwar mit unerhörter Geschwindigkeit; es wehte aus SE. Gesamtabnahme in 4 Std. 55,4 mm. — Von Mitternacht an hatte der Zeiger des Aneroid fortwährende Bewegung ähnlich der der schleichenden Sekunde (NB. Gegensatz zur springenden) einer Sekundenuhr. Die Abnahme des Barometerstandes hörte am 5. um 1^h auf. Der Wind, der von SE begonnen hatte zu wehen, änderte sich nach SW, dann ganz plötzlich auf NE; dies beweist, daß Port Sandwich rechts auf dem Wege des Zentrums sich befand. — Die Bore (das Auf- oder Anschwellen des Meeres), die den Sturm begleitete, war schrecklich das Meer drang bis ins Innere des Landes, alles ihm begegnende wie vor sich her fegend. — Port Sandwich bietet den Anblick des größten Elends: entwurzelte Bäume und Kokospalmen zählen nach Tausenden, von den stehengebliebenen Kokospalmen ist nur das Holz übrig, die Rinde ist in Fetzen abgerissen.

	Barometer	Abnahme mm	Minuten
4. 21^h	750.4		
22	34.8	15.6	60
23	34.7	0.1	60
$23^1/_2$	30	4.7	30
Mn.	21	9	30
5. $0^h\,30^m$	10	11	30
0 45	00	10	15
1	695	5	15

Eigenartige elektrische Erscheinungen. Das französische Post-Dampfschiff „Salazie", Kapitän Henry Macé, auf der Fahrt von Mauritius nach K. Borda (Australien), ungefähr 500 Sm. SE zu E von Mauritius, befand sich in einem Zyklon, um dessen Zentrum Kapitän Henry Macé herumsteuern ließ (Meldrum's Cyclone tracks; Meteor. Off., London. Offic. Nr. 90. 1891). 1884, Februar 10, morgens $2^h\,45$. Der Barometerstand beginnt zuzunehmen; der Orkan weht mit äußerster Kraft, mit Wut, von WSW bis W; zahlreiche Blitze, häufiger Donner; mehrmals schlägt der Blitz in der Nähe des Schiffes vorn an Steuerbord in das Wasser. Schöne voltaische Lichtbogen bilden sich zwischen der Oberfläche des Meeres und dem Gewicht, in welches der Blitzableiter des Fockmastes endet.

Französischer Dampfer „Lilia" von Dünkirchen, Kapitän A. Dubosq, in der Straße von Singapore, quer ab von den Aroa-Inseln. 1902, Dezember 27. a. $1^h\,30$ bis 4^h unaufhörlicher Regen, schwache Brise, Bö von NNW, sehr dunkel, sehr bezogen, immerwährendes Blitzen. Vom Vorderteil des Schiffes scheinen auszugehen zwei leuchtende Bündel, ähnlich dem Schein eines mächtigen elektrischen Scheinwerfers, die fortwährend von oben nach unten sich bewegen und das Meer bis in einige Entfernung erleuchten. Diese Erscheinung dauerte ungefähr 20 Minuten.

Französisches Viermastschiff „Valentine" von Dünkirchen, Kapitän M. F. Voisin, im Süd-Atlantic. Beobachteten sehr schöne Elmsfeuer an den Mastspitzen; die Stahldrahttaue erschienen ganz leuchtend. In diesen Gewässern beobachtete ich sehr oft diese Erscheinung, besonders einige Augenblicke vor dem Ausbruche eines „Pampero".

In seinem an das Bureau Central Météorologique de France, Paris, gesandten Bericht über den Orkan von Martinique 1891, August 18, sagt Herr Professor Meanceau

Digitized by Google

(St. Pierre, Martinique): „während des Orkans schien die aus Eisen hergestellte Zuckersiederei von Robert (wahrscheinlich eine kleine Ortschaft auf der Insel) in Flammen zu stehen". „In Morne Rouge (400 m über dem Meere) beobachtete man einen Kugelblitz (tonnerre en boule)."

Die folgende Beschreibung einer Bö, kurz vor Aden, ist zwar schon alt, jedoch noch immer beachtenswert, nur sei vorher bemerkt, daß dort über Land wehender Wind stets Sand mit sich führt. Der Berichterstatter ist Kapitän Honoré Benoit, damals auf dem französischen Postdampfer „Yangtsé". 1878, Juli 16, von E kommend, auf das Land bei Aden zusteuernd; Wind SW 5; Horizont im NW bis ungefähr 30° Höhe dunkel bezogen, Zenit wolkenfrei. $15^h 15$ ($3^h 15$) in Sicht der Berge von Aden. Die SW-Brise wird beständig stärker; im NW wird es durch sehr tief dunkelgraue Färbung drohend aussehend; über dem dortigen dicken Gewölk sieht man ci und ci-cu. Um 17^h nähern wir uns dem Ankerplatz; die SW-Brise dreht merklich nach W, dabei an Stärke abnehmend; die Wolkenbank in NW steigt wirbelnd auf: drohendes Aussehen. Um $17^h 20$, im Augenblick, in dem wir auf der Reede anlangen und der Lotse an Bord kommt, erreicht die Bö das Schiff.

Ungefähr 200 m vor der Bö zeigen sich Wirbel, die mit ungefähr 9 bis 10 Knoten ($4^1/_2$ bis 5 m in der Sekunde) eigener Geschwindigkeit von NW kommen; sie brachten eine Menge Sand und erhöhten die Oberfläche des Meeres. Ein großartiges Schauspiel (soulevaient la surface de la mer, kann auch gleichbedeutend sein mit: wehten Wasser von der Oberfläche des Meeres in die Höhe; da ich sowohl gesehen habe, daß das von Böen vor sich her getriebene Wasser auf einer langen Strecke höher zu stehen schien als die übrige Oberfläche des Meeres, als auch daß die Böen das Wasser wie dichten feinen Regen auftrieben, so habe ich zunächst wörtlich übersetzt). Der an der Oberfläche des Meeres nachschleppende Fuß der Erscheinung blieb ungefähr 50° zurück von der Senkrechten nach dem Zenit; die Windstärke erreichte in Stößen 9.

Um $17^h 25$ ist das Schiff von der Bö vollständig eingehüllt; es wird vollständig Nacht, sehr schwarze Nacht, keine Spur von Licht. In Entfernung von 1 m kann das vom Sande sehr angestrengte Auge keinen Gegenstand unterscheiden. In Zwischenräumen klart es einige Sekunden etwas auf, so daß es ein wenig Tag wird und der Himmel zeigt sich wie in Flammen.

Um $17^h 45$ klart der Himmel allmählich auf; noch bleibt im NW eine andere Wolkenbank, aus der einige Blitze kommen, doch hört man keinen Donner. Der Wind spielt nach N und NE, leichte Brise, und geht nach NW zurück; ci-cu steigen zum Zenit, das Wetter wird wieder schön und ruhig.

Im Augenblick, in dem die Erscheinung uns erreichte, zeigte das Barometer 752.2 mm, das Thermometer 32.2° C.

Der Lazarist Herr P. Adrenier berichtete an Herrn Prof. Dr. Mascart als Direktor des Bureau Central Météorologique de France, über eine eigentümliche Wärme-Erscheinung im Meere bei Cavalla (Rumelien, NW von Thaso I. bzw. N vom Athos). 1903, August 27, zwischen $16^1/_2$ und 17^h ($4^1/_2$ und 5^h) überfiel ein starker Orkan, richtiges Unwetter, unsere Stadt, ernstliche Beschädigungen veranlassend auf den zahlreichen Schiffen, die im Hafen ankerten. Es begann mit erstickender Hitze; die von Norden aufziehenden Wolken (Nimbus) entfesselten bald einen fürchterlichen Landwind. Das Meer wurde infolgedessen bald stark bewegt; das Ganze hat nur ungefähr 12 Minuten gedauert. Ich befand mich in einem gebrechlichen Boot und konnte nicht ohne einige Erregung der Entwickelung der Erscheinungen folgen. Zuerst die vollständigste Windstille auf dem Meere, in der Ferne grollte der Donner, die Luft war stark gesättigt mit Elektrizität; in verhältnismäßig kurzer Zeit sahen wir den Blitz wohl zehnmal nahe bei uns einschlagen. Da stellte sich ein der Landwind, verstärkt durch Regen, vollständigste Dunkelheit zwischen uns und dem Lande, dazu ein sintflutartiger Regen, vermischt mit ein wenig Hagel, der sich auf unser leichtes Boot stürzte. Wir waren 6 Personen in dem Fahrzeug; es war aber so dunkel, daß wir uns kaum erkennen konnten. Von höchstens 50 m Entfernung vom Ufer, in der wir uns befanden, wurden wir so weit fortgetragen, daß wir 600 rudern mußten. Allmählich wurde es wieder still; bei verschwindender Dunkelheit erreichten wir den Hafen.

Da ich Ursache hatte (gelegentlich), meine Hand ins Wasser zu stecken, hatte ich auch starke Empfindung von Wärme; in der Tat, das Meerwasser war erheblich wärmer

Digitized by Google

geworden; vor und nach dem Orkan fand ich die gewöhnliche Temperatur. (Auf bezügliche Anfrage hatte Herr P. Adrenier geantwortet.) Die Zunahme der Wärme des Meerwassers konnte bestätigt werden durch einen mich begleitenden Genossen, besonders durch unseren braven Bootsmann, einen Türken, echten Seebär, der meinte, es wäre als habe man Feuer unter den Füßen. Die Erscheinung wurde von uns bemerkt an mehreren Stellen der Gegend, in der wir uns befanden.

Da Herr P. Adrenier noch neuerdings Mitteilung machte über vulkanische Erscheinungen in jener Gegend, so hält Herr Dr. Chauveau es nicht für ausgeschlossen, daß jene Wasserwärme damit in Verbindung stehen könne. Diese Möglichkeit ist jedenfalls nicht abzuweisen. Ich ziehe noch in Betracht zwei andere und eine physikalische Frage. — Zunächst das Persönliche. Ich erinnere, daß in wärmeren Gegenden, wenn besonders heiße Tage durch kalten Regen unterbrochen wurden und man auf dem Schiffe Seewasser schöpfte,

Fig. 1.

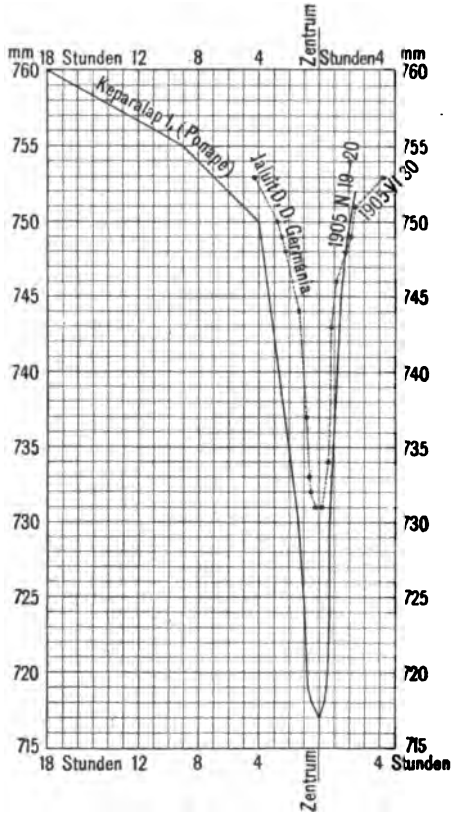
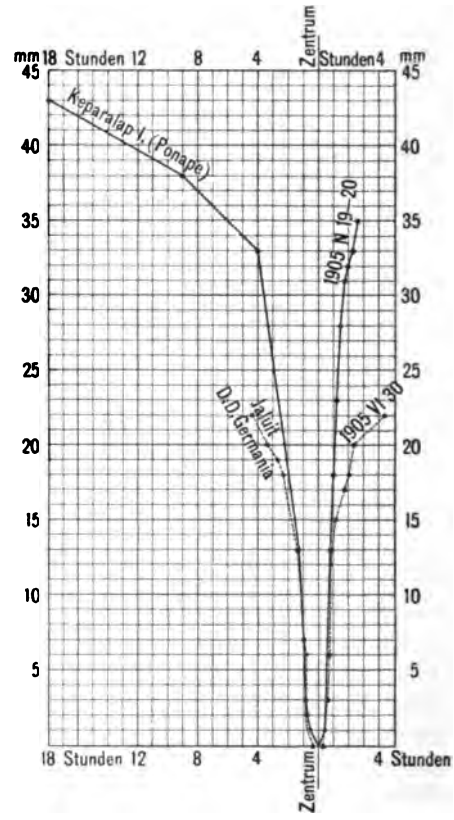


Fig. 2.



der Betreffende nicht selten ausrief: „Wie ist das Wasser warm!“ — Maß ich dann die Wärme mit dem Thermometer, so fand ich sie nicht anders wie vorher; manchmal mag sie vom Regen noch etwas gemindert gewesen sein. Bei solcher Gelegenheit kältet der Regen den Körper, wie man sagt, durch und durch; so entsteht das Gefühl, als sei das Wasser ungewöhnlich warm. — Dann kann dort, aber sowohl stets als zeitweilig unter dem Oberflächenwasser eine Schicht wärmeren Wassers vorhanden sein; wenn nun von solchem Unwetter jenes seewärts getrieben und kurze Zeit dort gehalten wird, so wird das Vorhandensein der unteren Schicht auffällig. — Die physikalische Frage wäre, ob starke, plötzlich ins Wasser schlagende Elektrizitäts-Entladungen die Wasserwärme beträchtlich erhöhen können.

Jedenfalls ist zu wünschen, daß an Küsten lebende Herren, die mit Meteorologie und zugehörenden Beobachtungen sich beschäftigen, durch solche Berichte veranlaßt werden, mehr als bisher Wasserwärme (sowie Salzgehalt) in verschiedenen Tiefen und bei außergewöhnlichen Vorfällen zu messen.

Da der Bericht von Herrn Kapitän z. S. Jaeschke (Dr. A. Petermanns Mttlgn., 1905, XI), betreffend den Marshall-Inseln-Taifun 1905, Juni, die in Jaluit bemerkte Wind-

Digitized by Google

richtung nicht angibt, es mir jedoch möglich schien, daß die Jaluit-Gesellschaft Mitteilung darüber erhalten, frug ich dort deswegen an. Herr Direktor Grösser und sein Stellvertreter, Herr Müller, zeigten mir bereitwilligst den vom Führer des Dampfschiffes „Germania" eingesandten Bericht. Dieser enthielt ebenfalls keine Windrichtungen, dagegen Angaben des Barometerstandes, von denen allerdings nur die Unterschiede in Betracht gezogen werden können, da das Instrument wahrscheinlich ein Aneroid war, dessen Stand, selbst wenn man ihn nur vor kurzer Zeit verglichen hat, nie zuverlässig ist. Da dieser einmal in 5 Minuten um 4 mm abnahm, später in 5 Minuten 6 mm zunahm, bin ich der Ansicht, daß allein hieraus folgt, das Zentrum des Taifuns müsse nahe an Jaluit vorbeigezogen sein.

Es erscheint mir auch lohnend, die Abnahme des Barometerstandes in Jaluit vom 30. Juni zu vergleichen mit der auf der Insel Keparalap an der Westseite von Ponape (Karolinen-Archipel) am 20. April (Dtschs. Kolbltt. XVI, 1905, S. 409). Auf dieser betrug die Abnahme in den letzten 4 Stunden 33 mm, bei Jaluit nur 22, die Zunahme dort in $2^1/_2$ Stunden 35 mm, hier in 3 Stunden 55 Min. ebenfalls nur 22 mm. Über Keparalap zog tatsächlich das Zentrum, doch ist der Betrag der Ab- und Zunahme des Barometerstandes in den Teifunen (wohl in Wirbelstürmen im allgemeinen) sehr verschieden.

In folgendem stelle ich die Zeiten und Barometerstände an beiden Orten nebeneinander, dabei die Zeitunterschiede links von den Uhrzeiten, die betreffenden Standunterschiede rechts vom Barometerstand. Die Zeit ist gezählt fortlaufend von Mitternacht zu Mitternacht = 24 Stunden.

Keparalap I. 1905, Lagune bei Jaluit, D. D. „Germania".

				Barometerstd. mm	Diff. mm	mm				Barometerstd. mm	Diff. mm	mm
19. IV.		ungefähr	21^h	wenig unter	760		30. VI.		15^h	753		
20.	9^h	„	6	„ über	755	− 5		60^m	16	51	− 2	
	5		11	„ „	750	− 5		40	16 40	50	− 1	− 9
	2 45		13 45		730	−20 − 26	3 Std.	20	17	49	− 1	
3 Std.	15		14		24	− 6		10	17 10	48	− 4	
	10		14 10		20	− 4		50	18	44	− 7	
	10		14 20		19	− 1 − 7		30	18 30	37	− 4	− 13
1 Std.	10		14 30		18	− 1	1 Std.	5	18 35	33	− 1	
	30		15		17	− 1		5	18 40	32	− 1	
	30		15 30		18	+ 1		20	19	31	+ 0	
1 Std.	15		15 45		30	+12 + 18		40	19 40	31	+ 3	
	15		16		35	+ 5		20	20	34	+ 3	+ 15
	15		16 15		40	+ 5	2 Std.	10	20 10	37	+ 6	
	15		16 30		45	+ 5	10 Min.	5	20 15	43	+ 3	
	15		16 45		48	+ 3		15	20 30	46	+ 2	
	15		17		49	+ 1		40	21 10	48	+ 1	
	15		17 15		50	+ 1		15	21 25	49	+ 2	
	15		17 30		52	+ 2		20	21 45	51	+ 2	
								110	23 35	53		

Hamburg 1906, Januar. A. Schück.

Sutton: Über den täglichen Gang des Barometers zu Kimberley. In einer wohl wenig bekannten Abhandlung: The Determination of the mean results from observations made at second order stations on the table-land of South Africa (Report of the South African Association Vol. I, April 1904), in welcher Herr J. R. Sutton aus seinen 5jährigen Registrierungen 1898/1902 aller meteorologischen Elemente zu Kimberley für dieselben den täglichen Gang berechnet, findet sich eine Tabelle für den täglichen Gang des Luftdruckes, welche wir hier in metrisches Maß verwandelt wiedergeben. Diese Abhandlung hat den sehr verdienstlichen Zweck, die Korrekturen zu bestimmen, welche an gewissen Kombinationen von Terminbeobachtungen anzubringen sind, um wahre Mittelwerte zu erlangen. Das ist für das südafrikanische Beobachtungsnetz von größter Wichtigkeit.

Herr Sutton hat aber den täglichen Gang des Barometers auch für die klaren und trüben Tage gesondert berechnet. Wir haben in unserer Tabelle davon nur die Jahresmittel und die Mittel der am meisten differierenden Monate November, Dezember und Januar aufgenommen.

Der Einfluß der Bewölkung auf den täglichen Gang macht sich im allgemeinen in Kimberley nur in sehr geringem Maße bemerkbar.

Digitized by Google

Die allgemeine Regel, daß an trüben Tagen das Vormittagsmaximum schwach ausgeprägt ist, hingegen das Abendmaximum gesteigert auftritt, während umgekehrt an klaren Tagen das Morgenmaximum stark hervortritt, das Abendmaximum dagegen oft fast ganz unterdrückt wird, diese Regel macht sich in Kimberley gerade noch bemerkbar. Am auffallendsten ist noch, daß im Sommer (November bis Januar) an klaren Tagen bei Nacht das Barometer viel mehr unter den Mittelwert sinkt als an trüben. Das nächtliche Minimum ist an trüben Tagen ziemlich unterdrückt. Obgleich Plateaustation, stimmt Kimberley darin doch mit den Gipfelstationen überein [1]).

Täglicher Gang des Luftdruckes in Kimberley 1898/1902.

Abweichungen der Stundenmittel vom Tagesmittel.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittn.	0.23	0.18	0.19	0.15	0.13	0.07	0.11	0.25	0.26	0.23	0.18	0.19	0.19
1a	0.10	0.10	0.13	0.08	0.08	0.04	0.09	0.18	0.14	0.05	0.08	0.06	0.09
2	—0.08	0.03	—0.01	—0.05	—0.03	—0.01	—0.02	0.05	—0.07	—0.08	0.00	—0.04	—0.02
3	—0.10	—0.05	—0.11	—0.20	—0.13	—0.06	—0.07	—0.03	—0.19	—0.13	0.03	—0.02	—0.09
4	0.05	0.00	—0.11	—0.23	—0.18	—0.09	—0.12	—0.05	—0.09	0.03	0.18	0.16	—0.04
5	0.33	0.23	0.04	—0.10	—0.08	—0.04	—0.04	0.08	0.11	0.30	0.48	0.44	0.14
6	0.71	0.56	0.37	0.13	0.13	0.17	0.16	0.30	0.47	0.71	0.86	0.82	0.44
7	0.99	0.91	0.65	0.43	0.41	0.42	0.44	0.58	0.85	1.02	1.14	1.10	0.75
8	1.09	1.14	0.96	0.86	0.79	0.78	0.75	0.94	1.15	1.17	1.27	1.18	1.00
9	1.04	1.14	1.06	1.02	0.99	1.01	1.00	1.09	1.23	1.19	1.17	1.10	1.10
10	0.91	1.04	1.03	0.97	0.99	1.06	1.10	1.09	1.08	0.97	0.99	0.92	1.03
11	0.71	0.76	0.78	0.79	0.79	0.80	0.85	0.84	0.72	0.58	0.66	0.67	0.75
Mttg.	0.28	0.36	0.37	0.30	0.25	0.29	0.31	0.25	0.11	0.08	0.18	0.21	0.24
1p	—0.13	—0.08	—0.14	—0.30	—0.30	—0.26	—0.29	—0.38	—0.47	—0.41	—0.33	—0.22	—0.29
2	—0.66	—0.63	—0.64	—0.71	—0.76	—0.75	—0.73	—0.89	—1.01	—0.94	—0.89	—0.75	—0.78
3	—1.04	—1.02	—0.95	—0.86	—0.94	—0.87	—0.90	—1.14	—1.23	—1.19	—1.24	—1.06	—1.06
4	—1.37	—1.27	—1.13	—0.94	—0.97	—0.87	—0.98	—1.14	—1.29	—1.30	—1.45	—1.44	—1.18
5	—1.42	—1.37	—1.10	—0.89	—0.81	—0.77	—0.88	—1.07	—1.13	—1.22	—1.42	—1.46	—1.13
6	—1.14	—1.12	—0.95	—0.69	—0.58	—0.54	—0.65	—0 81	—0.88	—0.97	—1.22	—1.16	—0.90
7	—0.71	—0.79	—0.67	—0.41	—0.28	—0.34	—0.40	—0.46	—0.52	—0.61	—0.81	—0.83	—0.57
8	—0.41	—0.38	—0.24	—0.05	—0.03	—0.11	—0.17	—0.13	—0.02	—0.13	—0.36	—0.40	—0.22
9	—0.05	—0.08	0.04	0.15	0.10	—0.04	0.01	0.08	0.11	0.05	—0.08	—0.04	0.04
10	0.25	0.13	0.17	0.25	0.18	0.07	0.14	0.25	0.31	0.20	0.18	0.21	0.19
11	0.30	0.23	0.24	0.25	0.18	0.09	0.16	0.28	0.31	0.23	0.23	0.29	0.21
Mittel	0.59	0.57	0.50	0.43	0.42	0.40	0.44	0.51	0.57	0.57	0.64	0.62	0.52

	Vormittag					Nachmittag				
	klar	trüb	klar	trüb		klar	trüb	klar	trüb	
	November bis Januar		Jahr			November bis Januar		Jahr		
Mittn.	— 0.10	0.30	— 0.03	0.30	Mittg.	0.43	0.13	0.36	0.20	
1a	— 0.18	0.18	— 0.08	0.20	1p	0.00	— 0.33	— 0.15	— 0.33	
2	— 0.25	0.05	— 0.15	0.05	2	— 0.38	— 0.91	— 0.66	— 0.86	
3	— 0.20	0.05	— 0.18	— 0.03	3	— 0.91	— 1.19	— 0.94	— 1.09	
4	0.00	0.18	— 0.10	0.03	4	— 1.24	— 1.47	— 1.09	— 1.22	
5	0.30	0.46	0.10	0.18	5	— 1.32	— 1.47	— 1.07	— 1.17	
6	0.74	0.81	0.43	0.48	6	— 1.12	— 1.17	— 0.89	— 0.91	
7	1.04	1.09	0.74	0.76	7	— 0.79	— 0.76	— 0.58	— 0.56	
8	1.17	1.17	1.02	1.02	8	— 0.41	— 0.36	— 0.25	— 0.18	
9	1.14	1.09	1.12	1.09	9	— 0.05	— 0.03	— 0.03	0.05	
10	1.04	0.91	1.07	0.99	10	0.20	0.25	0.13	0.23	
11	0.81	0.63	0.81	0.71	11	0.28	0.30	0.18	0.28	

Gleichungen des täglichen Ganges im Jahresmittel.

	A_1	A_2	A_3	a_1	a_2	a_3
Alle Tage	357.5	158.7	357.1	0.70	0.62	0.04
Klarer Himmel . .	348.8	158.1	353.8	0.72	0.59	0.03
Bedeckter Himmel .	2.3	159.2	4.6	0.69	0.63	0.04

J. Hann.

Temperaturabnahme mit der Höhe auf Spitzbergen. Die schwedische Gradmessungsexpedition auf Spitzbergen hatte neben der meteorologischen Hauptstation unten in der Treurenbergbai [2]) auch eine Station auf einem ganz benachbarten Berge in 407 m Seehöhe etabliert, welche mit einem Thermographen und Hygrographen Richard ausgerüstet war.

[1]) Man vergleiche diese Zeitschrift Bd. XXXI (1896), S. 472, Magdeburg und San José, und meine Abhandlung „Der tägliche Gang des Barometers an heiteren und trüben Tagen, namentlich auf Berggipfeln". Sitzb. der Wiener Akademie, Bd. CIV, II a, Wien 1895. Lehrbuch der Meteorologie, II. Auflage, S. 143.

[2]) Siehe die Ergebnisse der Beobachtungen in dieser Zeitschrift XL, 189 (1905).

Digitized by Google

Die Station befand sich nahe an dem Steilrand, der mit dem Olymp (Gipfel 485 m) gegen die Bai abfällt. Die Höhendifferenz der Stationen war 386 m, die horizontale Entfernung 2,5 km in der Richtung S 35° E. Die obere Station wurde alle 6 bis 7 Tage besucht und direkte Ablesungen an den dazu bestimmten Thermometern gemacht. Die sich dabei ergebenden Korrektionen wurden bei der Reduktion der Thermo- und Hygrogramme berücksichtigt. Diese Beobachtungen bzw. Reduktionen der Stundenwerte finden sich in extenso abgedruckt in der Publikation: Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de Méridian au Spitzberg 1899/1902. Mission Suédoise, Tome II. VIIIe Section Météorologie, Bd. III, Observations Mét. faites à la Station de Montagne. Stockholm 1905. Eine Zusammenstellung der Ergebnisse und Diskussion derselben wird nicht gegeben. Wir haben im Nachfolgenden versucht, einige Resultate abzuleiten durch Vergleich der Temperaturen unten und oben. Die Temperaturregistrierungen sind natürlich nicht vollständig. September 1899 27 complete Tage, Oktober complet, November 8 Tage, Dezember, Januar fehlen, Februar 11 Tage, März 28 Tage, April complet, Mai complet, Juni 24 Tage, Juli 24 Tage. Leider fehlen für die incompleten Monate die korrespondierenden Mittelwerte der Temperatur der unteren Station. Vielleicht werden sie in einer späteren Publikation nachgetragen.

Wir haben die Temperaturdifferenzen zweistündiger Mittel für die completen und nahe completen Monate gebildet, letztere durch Differenzen der korrespondierenden Tagesmittel unten und oben korrigiert. Die Temperaturdifferenzen sind:

Station Treurenbergbai — Station Olymp.

	Sept.	Okt.	Nov.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli
Mittel	1.9	3.3	2.8	— 0.7	— 1.7	0.1	1.6	2.4	0.0

Die Temperatur der oberen Station ist häufig höher als die der unteren, im März, selbst im Monatsmittel, oben — 25.3°, unten — 27°. Ein Mittelwert für die Temperaturabnahme mit der Höhe läßt sich aus obigen Differenzen kaum ableiten.

Für den täglichen Gang der Temperaturdifferenzen für die completen oder fast completen Monate habe ich folgende Zahlen gefunden:

Treurenbergbai — Olymp. Höhendifferenz 386 m.

2^a	4	6	8	10	Mittag	2	4	6	8	10	Mittern.	Mittel
						Oktober.						
3.4	3.7	3.7	3.4	3 2	3.2	3.0	3.2	3.2	3.4	3.4	3.3	3.3
						März.						
— 1.8	— 1.9	— 2.2	— 1.9	— 1.9	— 1.8	— 1.5	— 1.6	— 1.5	— 1.4	— 1.5	— 1.3	— 1.7
						April.						
0.6	0.2	— 0.1	— 0.2	— 0.3	— 0.3	— 0.3	— 0.1	0.2	0.4	0.6	0.6	0.1
						Mai.						
1.6	1.7	1.5	1.5	1.3	1.4	1.2	1.7	1.8	1.8	2.1	1.8	1.6
						Juni.						
2.5	2.4	2.4	2.2	2.3	2.3	2.2	2.2	2.4	2.6	2.4	2.6	2.4
						Juli.						
— 0.3	0.0	— 0.1	0.0	0.4	0.2	0.0	— 0.1	— 0.1	— 0.3	— 0.1	— 0.1	0.0

Der Oktober war ein sehr stürmischer Monat mit 14.6 m mittlerer Windgeschwindigkeit. Die Temperaturabnahme ist dabei nahezu die adiabatische, 0.86 pro 100 m. Der März hatte 9.96 m Windstärke. Die Bewölkung war dabei die kleinste, 4.3 bloß. Dies erklärt wohl die Temperaturzunahme mit der Höhe. Im Juni und Juli 8.2 und 8.1, Oktober noch 8.2, April, Mai 7.3. Ein bestimmter täglicher Gang der Temperaturänderung mit der Höhe ist kaum zu konstatieren, am raschesten ist dieselbe im allgemeinen in den Abendstunden. Auf die wenigen Ergebnisse der Registrierungen der Feuchtigkeit einzugehen, lohnt sich kaum.

J. Hann.

Die Frühlingsankunft der Vögel und die Witterung in Ungarn im Zeitraume 1894—1903. Die Ungarische Ornithologische Zentrale, gegenwärtig dem Ministerium für Ackerbau einverleibt, begann ihre Tätigkeit zu Anfang des Jahres 1894. Mit der Publikation der Daten des Jahres 1903 endet das erste Dezennium der Berichterstattung. Aufgefordert vom Chef des Institutes, Herrn Otto Herman, fügte ich diesen ornithologischen

Digitized by Google

Berichten Notizen über die Witterung bei. Anfangs richtete ich mein Augenmerk nur auf das Wetter, welches zur Zeit der Ankunft der Rauchschwalbe herrschte; später aber erweiterte ich die Beschreibung der Witterung noch auf 13 Arten.

Nach Ablauf des gesamten Dezenniums entschloß ich mich, die 10jährigen ornithologischen Daten, welche aber zur Hälfte neu berechnet werden mußten, mit den ganz neu berechneten Temperaturdaten von Zagreb, Magyaróvár, Budapest, Árvaváralja, Aknaszlatina, Turkeve, Zsomholya, Nagyszeben zu vergleichen. Auch wurden die täglichen Wetterkarten in bezug des Luftdruckes zur Hand genommen.

In der Abhandlung, welche im XII. Bande der Aquila (Jahrgang 1905) und in den Aviphänologischen Berichten aus Ungarn erschien, werden die Mittel der Ankunftsdaten von 14 Arten, als: Alauda arvensis, Columba oenas, Sturnus vulgaris, Vanellus vanellus, Motacilla alba, Scolopax rusticola, Ciconia ciconia, Upupa epops, Hirundo rustica, Chelidonaria urbica, Cuculus canorus, Turtur turtur, Oriolus oriolus, Coturnix coturnix Jahr für Jahr, sowie das 10jährige Mittel und die 10jährigen Daten pentadenweise in Zahlen und auch graphisch mitgeteilt. Ebenso wird der Temperaturverlauf nach dem Mittel von 8 Stationen ($\varphi = 47^0\,8'$; $\lambda = 37^0\,48'$ ö. v. Ferro; $H = 224$ m) für die Pentaden vom 10. Februar bis 10. Mai dargestellt.

1. Der mittlere Ankunftstag weist von Jahr zu Jahr größere oder kleinere Abweichungen vom 10jährigen Mittel auf, und beträgt bei den ersten 7 Arten, deren Mittel auf den März fällt, $\pm$ 3.5, bei den anderen 7, welche im Mittel im April ankommen, $\pm$ 2.2 Tage. Wie die mittlere, ist auch die absolute Schwankung im März größer (13.6 Tage) als im April (8.6 Tage).

2. Die pentadenweise Verteilung der Ankunftsdaten, graphisch dargestellt, zeigt ein Anschwellen von unten nach oben und dann Abnehmen nach unten. Die Daten erreichen in einer Pentade ihre Kulmination, welche im allgemeinen die Mitte der gebrochenen Linie einnimmt. Die meisten Fälle (56 Proz.) weist die Kulminationspentade, sowie die vorhergehende und nachfolgende auf; mit 52 Proz. sind die ersten 7 und mit 60 Proz. die letzten 7 Arten vertreten. Auch in den einzelnen Jahren ist dies der Fall; es kommen nämlich von allen 140 Kulminationen 113 (81 Proz.) auf diese drei Pentaden, welche die Hauptkulmination (aller 10 Jahre) in der Mitte haben. Eine gewisse Eigentümlichkeit kann hier wahrgenommen werden, nämlich, daß die 7 im März ankommenden Arten eher vor als nach der Hauptkulmination sich zeigen; im April aber umgekehrt, lieber später als früher.

3. Die Ankunftsmittel und die Temperatur. Es werden nicht nur die Pentadenmittel der einzelnen Jahre, sondern auch ihre Abweichung vom 10jährigen Mittel angegeben. Diese Temperaturabweichung ist aber nur imstande, auffallendere Züge im frühzeitigeren oder verspäteten Erscheinen zu erklären. Im Jahre 1896 ist die Temperatur fast alle Pentaden hindurch niedriger als im 10jährigen Mittel, das Erscheinen der 14 Arten ist im allgemeinen verspätet. Im Jahre 1898 herrscht normale und übernormale Temperatur, das Erscheinen ist ein frühzeitiges. Ebenso war es 1894 und 1903; dort wärmer als sonst und frühzeitigere Ankunft; hier meistens kühler und Verspätung. 1895 kamen die ersten 7 Arten verspätet an; die Abweichung der Temperatur war vom 10. Februar bis 26. März immer negativ. Dann schwankte sie um die normale herum; die anderen 7 Arten kamen im April meistens zur rechten Zeit an. 1901 verspätete sich Alauda (mittlere Ankunft 28. Februar) und Columba (mittlere Ankunft 2. März) um 7 Tage; vom 10. Februar bis 1. März war die Temperatur 6° unter der normalen.

Daß die Temperaturabweichung nicht alles zu erklären vermag, liegt auf der Hand. Die mittlere Ankunft ist nämlich aus allen Daten von 10 bis 18 Pentaden berechnet; dieselbe kann also mit der Temperatur einiger weniger Pentaden nicht vollkommen verglichen werden.

4. Die gleichzeitigen Ankunftsdaten und die Temperatur der 10jährigen Kulminationspentade. Die Kulmination der 10jährigen Ankunftsdaten bei Alauda, Columba, Sturnus, Vanellus fällt auf jene Pentade, welche die Temperatur der vorgehenden fast um 1° überschreitet. Auch Motacilla und Scolopax kulminiert nicht bei sinkender, sondern bei steigender Temperatur. Wie die Temperaturkurve zwischen 7.—11. und 22.—26. März sinkt, findet keine Kulmination statt. Auch ist solche nicht vorfindlich zwischen 11.—25. April, als die Temperatur nur wenig steigt. Turtur, Oriolus kulminiert auch bei schnell steigender Temperatur.

Digitized by Google

Es zeigt sich also ein gewisser Zusammenhang laut dem 10jährigen Mittel zwischen der Kulmination der Ankunftsdaten und der gleichzeitigen Lufttemperatur. Wir würden uns aber irren, wenn wir annehmen wollten, daß die Temperatur in den einzelnen Jahren bei jeder Kulmination die gleiche sei, als bei dem 10jährigen Mittel; dies ist nicht der Fall.

Es wurden 27 Fälle untersucht, in welchen sich die Kulmination um 2, 3, 4 Pentaden früher oder später einstellte, als die Hauptkulmination im Mittel der 10 Jahre. Es ergab sich, daß diese frühzeitigen Kulminationen bei warmem, übernormal temperierten Wetter auftraten, und zwar meistens dann, wenn der Druck im W von Europa niedrig war. Verspäteten Kulminationen ging gewöhnlich schlechtes, kaltes Wetter mit Frost und Schnee voraus, und löste die Abnormität wieder ein besserer Zustand ab, so kamen auch die westlichen Depressionen wieder zur Herrschaft.

Die Luftdruckverhältnisse der übrigen 112 Pentaden konnten wegen Raummangel zwar nicht ausführlich behandelt werden, es wurde aber diesbezüglich an anderer Stelle[1]) mehreres darüber berichtet.

Zwischen den Ankunftsdaten und der Temperatur besteht ein derartiger Zusammenhang, daß bei schnellerem Temperaturanstieg schnellere Ankunft stattfindet und mit schnellerem Abnehmen der Temperatur eine schnellere Verminderung in der Ankunft. Diese schnellere Änderung in der Temperatur findet in den Depressionsgebilden ihre Erklärung. Auf ihrer Bahn ist es die vordere und südliche Seite, welche rapide Wärmesteigung, der hintere und nördliche Teil, welcher schnelle Abkühlung verursacht. Die schnelle Änderung des Wetters infolge von Depressionen ist im Anfange des Frühlings auffallender als zu Anfang des Sommers. Deshalb ist auch die Schwankung der Temperatur in dem Zeitraume zwischen 10. Februar und 26. März größer ($\pm$ 2.97 mittlere, 10.9 absolute) als in jenem zwischen 27. März und 10. Mai ($\pm$ 1.84 mittlere, 8.1 absolute).

Auch darf man nicht außer acht lassen, daß sich die Temperatur der einzelnen Pentaden vom 10. Februar bis 26. März bald unter, bald über dem Gefrierpunkte befand, hingegen vom 27. März bis 10. Mai immer oberhalb des Gefrierpunktes wechselte. Dementsprechend ist die Schwankung des mittleren Ankunftstages bei den Ankömmlingen im Februar und März (erste 7 Arten) größer ($\pm$ 3.46 mittlere, 13.6 absolute Schwankung) als bei jenen im April und Mai ($\pm$ 2.16 mittlere, 8.6 absolute Schwankung).

Günstiges warmes Wetter wirkt beschleunigend, ungünstiges, kühles aber verzögernd auf das Frühlingserscheinen der Vögel ein. Wenn hoher Druck anhaltend über dem Kontinent verweilt, wird sich die Ankunft regelmäßig, wenn aber Depressionen von kurzer Dauer sich einstellen, unregelmäßig gestalten.

J. Hegyfoky.

Abnahme der Bodentemperatur mit der Höhe im Prologgebirge in Dalmatien. Die Verwertung von Quellentemperaturmessungen für die Kenntnis der Abnahme der Bodenwärme mit der Höhe setzt voraus, daß sich die betreffenden Quellen bezüglich jener Umstände, die außer der Seehöhe noch die Quellentemperatur beeinflussen, möglichst gleichartig verhalten. In wasserreichen Gegenden wird man nun Quellen von übereinstimmender Exposition und orographischer Lage und analoger Beschaffenheit der Umgebung zumeist in allen Höhenstufen treffen; anders in wasserarmen Ländern, wie in Dalmatien, so daß ein paar Versuche, zahlreiche bei meinen dortigen geologischen Detailaufnahmen gemachte Quellentemperaturmessungen für den genannten Zweck zu verwenden, erfolglos blieben. Zum ersten Male schien mir heuer eine Gelegenheit zur Erreichung jenes Zweckes geboten und zwar in dem „Prolog“ genannten Teile der dinarischen Kette. Die Einfaltung von zwei am westlichen Berghang hinanstreichenden Zügen von wasserhaltenden Schichten in den Kalken des Gebirges bedingt dortselbst das Auftreten von mehreren bezüglich ihrer Lage gleichartigen Quellen in verschiedenen Niveaux der mittleren Höhenzone des Gebirges. Vier dieser Quellen liegen in den Sohlen kleiner, gegen W sich öffnender Hochtäler in grasigem, von Fels durchzogenen Terrain. Drei unter ihnen sind zugleich von ähnlicher Stärke, wogegen die vierte ihrer Schwäche wegen außer Betracht bleiben muß. Am Westfuße des Prolog (Ostrand der Cetinaebene) treten gleichfalls mehrere, den vorigen an Stärke vergleichbare Quellen aus, wogegen sonst die an der Basis von Karstgebirgen hervor-

[1]) Aquila, X. Jahrg., S. 31—33 und Otto Herman, Recensio critica automatica, p. 26—30.

Digitized by Google

brechenden Wässer ihrer großen Mächtigkeit zufolge mit den Quellen der höheren Gebirgsteile nicht in Vergleich gebracht werden können.

Um Mitte Juni dieses Jahres ausgeführte Messungen ergaben folgendes Resultat:

Bezeichnung der Quelle	Seehöhe	Temperatur
Quelle bei Otoki stani	1180	7.30
„ ober Gornji korito stani[1])	1080	8.30
„ Catrnja	930	9.80
„ unter Tomasović	301	12.24
„ unter Milanović	300	12.10
„ unter Zivinić	299	12.12

Letztere drei Werte vereinigen sich zum Mittelwerte 12.15 für 300 m. (Ostrand der Cetinaebene.)

An anderer Stelle (Sitzungsber. der k. Akad. der Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., Bd. CXII, Mai 1903; Ref. in dieser Zeitschrift: April 1905) wurde von mir gezeigt, daß bei Quellen in mittleren Breiten die Junitemperatur als ungefähres Äquivalent des Jahresmittels betrachtet werden könne, sofern die jährliche Wärmeschwankung nicht mehr als einige Grade ausmacht, was durch eine zweite von der Junimessung wenigstens um ein paar Monate getrennte Messung zu ermitteln ist. Eine solche Messung war bei der Mehrzahl der genannten Quellen im April vorausgegangen. Der Unterschied zwischen beiden Messungen betrug in diesen Fällen $1—1\frac{1}{2}^0$, so daß die Jahresamplituden 4^0 nicht übersteigen durften. Es schienen somit die Bedingungen für eine allerdings ganz vorläufige Bestimmung der Abnahme der Quellen- bezw. Bodenwärme mit der Höhe für eine mittlere Exposition gegeben.

Als Gleichung für die Temperaturabnahme erhielt ich:

$$t = 13.00 - 0.11\,h - 0.03\,h^2.$$

Dem konstanten Gliede dieser Interpolationsformel kommt keine reelle Bedeutung zu. Die Bodenwärme an der dalmatinischen Küste, westlich vom Cetinagebiet, ist jedenfalls um mehrere Grade höher. Die durch Auflösung vorstehender Gleichung für t und h (= Hektometer) berechneten Werte sind:

h	t	t	h
(2.50)	(12.55)	12.0	4.20
5.00	11.70	11.0	6.55
7.15	10.50	10.0	8.30
10.00	8.90	9.0	9.85
12.50	6.95	8.0	11.20

Teilt man das der Beobachtung der Quellentemperatur dargebotene Höhenintervall in drei Zonen, so erhält man als Temperaturen an den Zonengrenzen und als mittlere Temperaturabnahmen pro 100 m in den einzelnen Zonen:

Höhe	Temperatur	Mittlere Temperaturabnahme	
300	12.40	300— 600 m	0.38
600	11.25	600— 900 m	0.55
900	9.60	900—1200 m	0.75
1200	7.35	300—1200 m	0.56

Es ergibt sich also eine Beschleunigung der Abnahme der Bodentemperatur mit der Höhe. Dieses Resultat entspricht den morphologischen Verhältnissen des in Rede stehenden Gebietes. Das Terrain steigt vom Ostrande der Cetinaebene zunächst durchschnittlich ziemlich sanft zu einer Gebirgsvorlage von 900—1000 m Höhe an, über welche sich der Hauptkamm des Prolog steil bis zu 1760 m erhebt. Doch schiene es gewagt, die obige Formel auch zu Extrapolationen bis zu letzterer Höhe hinauf zu benutzen. Der Prolog tritt durch seine Formverhältnisse (im Vereine mit anderen Gebirgszügen Dalmatiens) in Gegensatz zu den sonst in Karstländern viel verbreiteten Plateaugebirgen, in welchen eine Verlangsamung der Bodentemperaturabnahme mit der Höhe zu erwarten ist.

Dr. Fritz v. Kerner.

Über die Genauigkeit der graphischen Darstellung des täglichen Ganges der Temperatur. Die Maxima und Minima der Temperatur im Laufe eines Tages werden im allgemeinen aus den 24 Stundenmitteln auf graphischem oder rechnerischem Wege abgeleitet. Auf Veranlassung von Herrn Prof. G. Hellmann unternahm ich es, die Genauigkeit, mit

[1]) Eine südlich exponierte Quelle bei Gornji korito stani zeigte 10.96.

Digitized by Google

der aus der ersteren Methode die Extreme sowie ihre Eintrittszeiten zu folgern sind, näher zu untersuchen. Es dienten mir dazu die Beobachtungen, die Nervander in Helsingfors von 1844 bis 1856 hat anstellen lassen. Während dieser 13 Jahre wurde durch Studenten die Temperatur alle 20 Minuten abgelesen, und die Resultate dieser Beobachtungen sind später von Nordenskjöld veröffentlicht worden [1]).

Die Ablesungen fanden immer 5, 25 und 45 Minuten nach der vollen Stunde statt. Nordenskjöld selbst hat diese Beobachtungen zu Mittelwerten vereinigt, indem er alle Beobachtungen zu ein und derselben Minute für jeden Monat zusammenfaßte [2]).

Ich habe nun den täglichen Gang der Temperatur auf viererlei Weise festgestellt, einmal, indem die Beobachtungen $0^h 5$, $1^h 5$, $2^h 5$ . . . . $23^h 5$ zur Konstruktion einer Kurve herangezogen wurden; das zweite Mal, indem mit den Beobachtungen um $0^h 25$, $1^h 25$ . . . . $23^h 25$ ebenso verfahren wurde; das dritte Mal mit den Werten um $0^h 45$, $1^h 45$ . . . . $23^h 45$, und schließlich unter Benutzung aller 72 Beobachtungen zu einer Gesamtkurve. Daß beim Ziehen der Kurven, namentlich an den Umkehrpunkten, eine gewisse Willkür Platz greifen mußte, war natürlich nicht zu vermeiden. — Zu bemerken wäre noch, daß ich für die Werte

Januar	$6^h 45$	$-6.14°$
November	$3^h 25$	-0.37

welche durch ihr gänzliches Herausfallen aus der Reihe ihre Fehlerhaftigkeit verrieten, die aus Tabelle VIII bei neuer Berechnung sich ergebenden Werte:

Im 1. Fall	$-6.04°$
„ 2. „	-0.30

substituiert habe.

Aus den Kurven, die im Maßstab von 20 mm auf 1° C und 10 mm auf 1 Stunde gezeichnet wurden, entnahm ich die Maximal- und Minimalwerte sowie die dazu gehörigen Zeiten. Das Ergebnis zeigt die folgende Tabelle.

		Januar		Februar		März		April	
Max. für	5m	13h 25	— 4.94°	13h 55	— 5.00°	13h 50	— 1.44°	13h 45	3.03°
	25	20	— 4.92	60	— 5.01	50	— 1.45	40	3.01
	45	15	— 4.92	60	— 5.01	45	— 1.44	45	3.02
	alle	25	— 4.94	55	— 5.00	55	— 1.43	40	3.02
Min. für	5	7 30	— 6.07	7 15	— 8.12	5 60	— 6.05	4 40	— 2.06
	25	20	— 6.06	5	— 8.13	50	— 6.06	40	— 2.07
	45	45	— 6.06	25	— 8.13	55	— 6.07	45	— 2.06
	alle	5	— 6.06	15	— 8.13	55	— 6.07	45	— 2.05

		Mai		Juni		Juli		August	
Max. für	5m	14h 10	8.43°	14h 30	13.32°	14h 30	15.47°	13h 35	15.27°
	25	25	8.38	35	13.32	5	15.45	55	15.21
	45	15	8.41	25	13.34	10	15.51	45	15.24
	alle	5	8.41	40	13.32	0	15.47	55	15.25
Min. für	5	3 50	3.34	3 15	8.01	3 20	10.38	4 5	10.62
	25	35	3.36	25	8.03	35	10.35	0	10.65
	45	35	3.34	15	8.06	20	10.37	5	10.64
	alle	55	3.33	15	8.02	25	10.36	5	10.64

		September		Oktober		November		Dezember	
Max. für	5m	13h 60	10.66°	13h 50	5.63°	13h 10	0.65°	13h 5	— 2.43°
	25	55	10.67	35	5.63	5	0.64	15	— 2.44
	45	50	10.67	40	5.65	10	0.64	25	— 2.44
	alle	50	10.67	50	5.63	5	0.64	25	— 2.44
Min. für	5	5 35	6.92	6 25	3.65	4 65	— 0.32	7 65	— 3.03
	25	25	6.92	65	3.64	85	— 0.32	25	— 3.04
	45	35	6.91	45	3.65	45	— 0.33	45	— 3.04
	alle	35	6.90	30!	3.65	45	— 0.33	35	— 3.04

Die Maximal- und Minimaltemperaturen selbst konnten mit völlig genügender Sicherheit ermittelt werden. Nicht so die Eintrittszeiten. Bei den flachen Kurven (Januar, Februar, Oktober) waren die Zeiten der Minima sehr unsicher, die Kurven verlaufen an den Minimalstellen bis zu 30 Minuten horizontal, bei der Gesamtkurve für Oktober sogar eine

[1]) Observations faites à l'Observatoire magnétique et météorologique de Helsingfors. Vol. V. 4°. Helsingfors 1873.

[2]) L. c. Table IX.

Digitized by Google

volle Stunde. Die angegebenen Werte stellen in solchen Fällen die Mitte dieses horizontal verlaufenden Stückes dar. In den Monaten November und Dezember ist ein Ablesen der Eintrittszeiten der Minima ganz unmöglich, und die Zahlen der Tabelle sind direkt den Zahlen Nordenskjölds entnommen. Hingegen lassen sich die Zeiten der Minima in den Monaten März bis September gut ermitteln. Schwankungen von 20 Minuten kommen nur ausnahmsweise vor; 17 von den 28 in Frage kommenden Zeiten sind scharf zu entnehmen, am günstigsten stellt sich in dieser Beziehung der Juni, dessen sämtliche Minima scharf sind.

Wesentlich gleichartiger ist die Sicherheit für die Entnahme der Maximazeiten. Unsicherheiten von 20 Minuten kommen in allen Jahreszeiten vor, solche von 30 Minuten nur einmal (in der 25 Min.-Kurve des Dezember). Am sichersten sind die Maxima im November (alle scharf) und im Mai.

Vergleicht man die Werte, die aus den verschiedenen Kurven erhalten wurden, miteinander, so zeigt sich die merkwürdige Tatsache, daß bei den Zeiten der Maxima die Werte der Einzelkurven von der Gesamtkurve in einem Monat stets nach derselben Seite abweichen. Bei den Minimis ist dies mit Ausnahme von Februar, März, Juli und des illusorischen Dezember auch der Fall. Die Größe der Abweichungen ist sehr verschieden, sie wird durch die folgende Tabelle veranschaulicht. (Vorzeichen im Sinne: Einzelkurve—Gesamtkurve.)

	Größte Abweichung beim Maximum	Größte Abweichung beim Minimum	
Januar	— 10 Min.	+ 40 Min.	
Februar	+ 5	+ 10	— 5 Min.
März	— 10	+ 5	— 5
April	+ 5	— 5	
Mai	+ 20	— 20	
Juni	— 15	+ 10	
Juli	+ 30	+ 10	— 5
August	— 20	— 5	
September	+ 10	— 10	
Oktober	— 15	— 5	+ 35!!
November	+ 5	+ 40	!
Dezember	— 20	— 10	+ 30!

Die Minimazeiten für Oktober, November und Dezember, namentlich für den ersteren sind hier, wie schon erwähnt, ganz unsicher.

Ohne Rücksicht auf das Vorzeichen ergibt sich daraus als mittlere größte Abweichung der Einzelkurven von der Gesamtkurve:

Für das Maximum	13 Min.
„ „ Minimum	
a) wenn die unsicheren Monate ausgeschlossen werden	13
b) „ diese Monate mitgenommen werden	18

Als mittlere Abweichung ergibt sich:

Für das Maximum		7.6 Min.
„ „ Minimum	a)	7.8
„ „ „	b)	10.4

Wild (die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches, S. 6) gibt ohne nähere Begründung an, daß die graphische Methode die Zeiten der Minima und Maxima mit einem absoluten Fehler von ± 2 Min. zu bestimmen gestattet, was hiernach nicht gerechtfertigt erscheint.

Was nun die Temperaturen selbst anbetrifft, so halten sich die Schwankungen auf wenigen Hunderteln des Grades.

Die größte Abweichung von dem Wert der Gesamtkurve beträgt:

	Für das Maximum	Für das Minimum		Für das Maximum	Für das Minimum
Januar	+ 0.02°	— 0.01°	Juli	+ 0.04°	+ 0.02°
Februar	— 0.01	+ 0.01	August	— 0.04	— 0.02
März	— 0.02	+ 0.02	September	— 0.01	+ 0.02
April	± 0.01	— 0.02	Oktober	+ 0.02	— 0.01
Mai	— 0.03	+ 0.03	November	+ 0.01	+ 0.01
Juni	+ 0.02	— 0.04	Dezember	+ 0.01	+ 0.01

Daraus berechnet sich die mittlere größte Abweichung

für das Maximum	0.02°
„ „ Minimum	0.02

Digitized by Google

Die mittlere Abweichung überhaupt beträgt

für das Maximum	0.010°
„ „ Minimum	0.010

Zu den einzelnen Zahlen ist zu bemerken, daß im November das Minimum außerordentlich früh eintritt. Während die Eintrittszeiten sonst einen sehr deutlich ausgesprochenen Gang zeigen, dem im November das Eintreten um etwa 7^h entspräche, tritt es in Wirklichkeit bereits $4^h 45$ ein, also um mehr als 2 Stunden zu früh.

Im Dezember habe ich der Gleichförmigkeit wegen das Morgenminimum in die Tabelle aufgenommen. Das absolute Minimum, welches das erste um 0.01° übertrifft, tritt aber kurz vor Mitternacht ein. Die betreffenden Werte sind:

Für die Kurve um	5 Min.	$23^h 5$	— 3.02
	25	25	— 3.04
	45	45	— 3.05
	alle	45	— 3.05

Von einem zweiten Maximum kann eigentlich nicht die Rede sein, vielmehr findet von $23^h 45$ nach $0^h 5$ ein Sprung um + 0.08° statt. Ebenfalls zeigt sich ein solcher Sprung in den Monaten Januar, September, Oktober, November, ein Sprung nach unten in den Monaten Februar bis Juli, im August vollzieht sich der Übergang kontinuierlich.

Die vorliegende Untersuchung zeigt also, daß stündliche Ablesungen der Temperatur gestatten, die Extremwerte mittels der graphischen Methode im Durchschnitt bis auf 0.01° genau zu erhalten, und daß auch die Eintrittszeiten der Extreme im Durchschnitt bis auf 7 bis 8 Minuten genau ermittelt werden können, daß dagegen namentlich dann, wenn die tägliche Periode nur klein ist, Unsicherheiten bis zu einer Stunde auftreten, diese Methode also für solche Zwecke, in denen eine höhere Genauigkeit erfordert wird, nicht anwendbar ist. Prager.

Klima von Perpignan. Dem 31. Bulletin Mét. annual de Départment des Pyrénées Orientales, par le Dr. Fines, année 1902, entnehmen wir die nachfolgenden, größtenteils auf den 50jährigen Beobachtungen 1851/1900 beruhenden klimatischen Mittelwerte und Extreme für Perpignan (S. 53 bis 152 in Quart) von Herrn Dr. Fines selbst noch zusammengestellt. Dr. Fines, Chefarzt am Krankenhause in Perpignan, starb am 9. September 1904 (geboren 24. Juli 1829). Das Bildnis dieses um die Meteorologie in Frankreich sehr verdienten Mannes findet sich im nächsten Jahrgang (1903) des zitierten Bulletin. Eine Biographie und Liste seiner zahlreichen meteorologischen Publikationen ist beigegeben. Die vorliegende Monographie, der eine ähnliche über den Regenfall vorausgegangen (s. diese Zeitschr. 38, 458 [1903]), ist sehr eingehend und sorgfältig behandelt. Wir können nur in Kürze einiges daraus entnehmen. Die Luftdruckmittel sind den Beobachtungen um Mittag entnommen. Nach den dreistündigen Beobachtungen 1881/1900, die sich auf S. 66 finden, repräsentieren sie genau genug das wahre Mittel. Die Abweichungen der Stundenmittel sind im Jahresdurchschnitt (im Original für jeden Monat mitgeteilt):

Luftdruck. Täglicher Gang.

3a	6	9	Mittg.	3p	6	9	Mittn.
— 0.02	0.05	0.45	— 0.03	— 0.66	— 0.40	0.30	0.32

Die absoluten Extreme waren 733.3 am 12. April 1874 und 784.2 am 17. Januar 1882.

Die Temperaturmittel sind den täglichen Extremen entnommen. Nach den dreistündigen Beobachtungen betragen die Korrektionen:

Korrektionen des Mittels der täglichen Extreme.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
— 0.2	— 0.2	— 0.2	— 0.2	— 0.2	— 0.1	— 0.1	— 0.3	— 0.4	— 0.3	— 0.2	— 0.1	— 2.2

Die 10jährigen mittleren Jahresextreme der Temperatur sind:

	1851/1860	1861/1870	1871/1880	1881/1890	1891/1900	Mittel	Absolut
Min. . . .	— 4.0	— 5.4	— 5.1	— 4.3	— 5.3	— 4.8	— 11.0
Max. . . .	35.1	37.0	37.4	34.6	35.3	35.9	42.0

Am 19. Juli 1871 wurde eine Temperatur von 42.0 verzeichnet, am 28. Januar 1870 von — 11.0, dies sind die absoluten Extreme.

Digitized by Google

Die Mittel der relativen und absoluten Feuchtigkeit sind den dreistündigen Beobachtungen 1881/1900 entnommen, das Minimum fällt das ganze Jahr auf Mittag: — 13 Proz., das Maximum zwischen 3^h und 6^h (+ 9.4 und + 8.9). Die Mittel sind im Winter und Sommer (im Original für die Monate mitgeteilt).

	3^a	6	9	Mittg.	3^p	6	9	Mittern.	Mittel
				Relativ.					
Winter	76	76	70	59*	60	71	74	76	70 Proz.
Sommer	76	74	57	50*	51	59	70	73	64 „
				Dampfdruck.					
Winter	5.2*	5.2*	5.4	5.7	5.8	5.8	5.6	5.4	5.5 mm
Sommer	11.3*	12.1	12.0	11.8	12.0	12.5	13.3	11.8	12.0 „

Die relative Feuchtigkeit erreichte sehr tiefe Minima, so 2 Proz. Dezember 1899 und 2. März 1889, 3 Proz. 11. März 1893, 5 Proz. öfter. Das mittlere Jahresminimum ist 7.6 Proz. Die Verdunstung überschreitet nicht so selten 15 mm pro Tag, am 27. September 1896 erreichte sie 26.6 mm. (Piche!)

Der tägliche Gang der Bewölkung ist nicht sehr ausgeprägt. Die Mittel sind in den extremen Jahreszeiten.

Mittlere Bewölkung.

	6^a	9	Mittg.	3^p	6	9	Mittel
Winter	5.1	5.6	5.4	5.5	5.0	4.5	5.2
Sommer	4.6	4.2	4.1*	4.7	5.1	4.0	4.4

Im Februar, März, April haben die Mittel schon 7 überschritten (Februar 1884 7.4). Die Minima sind 2.4 Februar 1891 und 2.5 Juli 1881 und August 1883.

Perpignan 42° 42′ N 2° 53′ E 31.6 m

	Luftdruck Meeresniveau mit schw. Korrekt.			Veränderlichkeit	Temperatur				Mittlere Monats- und Jahresextreme		Absolute Extreme	
	Mittel Mittg.	Mittlere Monats- und Jahresextreme		Mittg./Mittg.	Mittlere tägl. Extreme		Mittel	Tägl. Amplitud.				
Jan. . .	763.4	773.9	748.2	3.15	3.1	12.2	7.6	9.1	— 3.1	18.0	— 11.0	24.7
Febr. .	63.1	72.6	50.0	2.98	2.5	11.9	7.2	9.4	— 1.8	19.3	— 7.4	23.8
März . .	60.5	71.4	46.9	3.25	3.4	13.4	8.4	10.0	— 0.8	21.9	— 5.0	28.7
April .	60.0	69.0	48.4	2.69	5.2	15.6	10.4	10.4	3.1	25.2	— 0.7	32.0
Mai . .	60.4	67.7	50.6	2.31	8.1	18.9	13.5	10.8	6.8	28.6	2.1	34.5
Juni . .	62.0	68.0	54.0	1.94	11.0	22.3	16.6	11.3	10.3	32.6	7.0	38.5
Juli . .	62.2	67.7	55.4	1.78	14.4	26.2	20.3	11.8	13.3	35.0	9.1	42.0
Aug. . .	62.1	67.0	55.0	1.75	16.9	29.5	23.2	12.6	12.4	34.3	8.8	39.9
Sept. . .	62.6	68.9	53.6	2.00	16.7	29.1	22.9	12.4	9.5	31.4	4.5	37.0
Okt. . .	61.4	69.7	49.0	2.76	14.0	26.1	20.0	12.1	4.6	27.2	— 3.8	33.6
Nov. . .	61.6	71.2	47.9	3.04	10.0	20.8	15.4	10.8	— 0.2	21.4	— 5.8	26.0
Dez. . .	63.1	73.0	48.8	3.07	5.9	15.7	10.8	9.8	— 2.4	18.2	— 10.0	23.5
Jahr . .	61.87	76.2	40.0	2.56	9.3	20.1	14.7	10.8	— 4.8	35.9	— 11.0	42.0
		84.2	33.2								28. Jan. 1870	19. Juli 71
		17. Jan. 82	12. Apr. 74									

	Relative Feuchtigkeit 1881/1900	Dampfdruck	Verdunstung	Bewölkung 20 J.	Himmel heiter Proz.	Himmel bedeckt Proz.	Sonnenschein Stunden 1881/1900	Sonnenschein Proz.	Windgeschwindigkeit m/sec.	Tage mit Frost	Tage mit Schnee	Tage mit Nebel	Tage mit Gewitter
Jan. . .	71	5.3	107	5.1	19	20	124	43	4.5	6.2	1.3	2.9	0.1
Febr. . .	70	5.7	120	5.3	19	19	139	47	4.4	3.0	0.9	1.9	0.2
März . .	66	6.0	163	5.2	20	18	180	49	4.7	1.6	0.7	1.6	0.4
April . .	64	7.1	173	6.0	19	27	185	46	4.6	0.0	0.0	0.8	1.1
Mai . . .	64	8.7	185	5.4	17	22	235	52	3.9	0.0	0.0	0.7	2.4
Juni . .	64	10.9	186	5.0	18	17	237	52	3.5	0.0	0.0	0.5	3.9
Juli . . .	62	12.4	224	4.0	27	14	271	59	3.3	0.0	0.0	1.1	4.1
Aug. . .	66	12.7	189	4.2	24	14	253	59	2.9	0.0	0.0	1.9	4.2
Sept. . .	71	11.6	146	5.0	19	19	188	51	2.8	0.0	0.0	2.6	2.5
Okt. . .	73	8.9	124	5.4	16	20	158	47	3.0	0.1	0.1	2.7	1.1
Nov. . .	76	7.4	99	5.7	15	23	113	39	3.3	1.0	0.2	2.1	0.6
Dez. . .	71	5.6	118	5.1	20	20	118	42	4.1	5.0	0.8	2.2	0.2
Jahr . .	68	8.5	1834	5.1	19	20	2203	49	3.75	16.9	4.0	21.1	20.8

Die Sonnenscheindauer erreichte im Juli 1881 347.0 Stunden und sank in den Novembern 1887 und 1894 auf 75 Stunden herab. Die Jahresextreme waren 2544 1899 und 2001 im Jahre 1889. Die Häufigkeit der acht Hauptwindrichtungen zu Perpignan zeigt folgende kleine Tabelle.

Digitized by Google

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
	Häufigkeit in Prozenten.								
Winter	8	7	6	7	5	8	16	37	6
Sommer	9	11	13	8	4	6	13	29	7
Jahr	8	9	10	8	5	7	14	32	7

Im Sommer werden die N- und E-Winde häufiger. Die Westwinde nehmen an Frequenz ab.

Die tägliche Periode der Winde ist sehr ausgeprägt vorhanden. Um Mittag herrschen NE, E, SW, in den Abend- und Nachtstunden SW, W, NW. Um 2^h gibt es 2 Proz. Kalmen, um 9^p 14 Proz.

Die tägliche Periode der Windstärke (m/sec) zeigt folgende kleine Tabelle.

	3^a	6	9	Mittg.	3^p	6	9	Mittern.	Mittel
Winter	4.1	4.0*	4.1	4.7	5.3	4.6	4.2	4.1	4.37
Sommer	2.4	2.3*	3.0	4.0	4.4	4.0	3.1	2.7	3.24
Jahr	3.1*	3.1*	3.4	4.4	4.9	4.3	3.5	3.3	3.75

Die mittleren und absoluten Monatsmaxima der Windstärke (m/sec) waren 1870/1900:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
20.7	20.0	20.4	19.0	16.4	15.5	14.7	14.5	14.5	16.2	17.5	20.6	23.8
34.2	27.5	26.7	24.2	22.5	22.5	23.3	20.0	22.5	23.3	23.3	28.3	34.2

Die korrespondierenden mittleren Jahresextreme der Windgeschwindigkeit (1886/1901) waren nach dem Anemometer Robinson 26.0, nach dem Anemometer Bourdon 30.4. Das absolute Maximum war 34.2 m/sec am 16. Januar 1893 nach dem Robinson-Anemometer, 38.0 nach dem Anemometer Bourdon.

Für die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe zwischen 1 m über dem Boden und 31 m fand Dr. Fines die Relation (v Windgeschwindigkeit unten). Verhältnis (Quotient oben : unten) $= 1 + 0.0376\,h - 0.00128\,v\,h$. J. Hann.

Zum Klima der Sahara[1]). Letzten Sommer hat Professor E. F. Gautier aus Algier zwischen Algier und dem Niger-Fluß die Sahara durchquert, und zwar war er der erste Forscher, der diesen großen Teil der Wüste bereist hat, nachdem Laing im Jahre 1826 in der Nähe von Timbuktu ermordet worden war.

Gautier teilt vor allem mit, daß das Wüstengebiet der Sahara viel weniger ausgedehnt ist, als allgemein angenommen wird. Das Plateau von Adrar von 2300 bis 2700 Fuß Seehöhe ist eigentlich keine Wüste, und in 360 Meilen von Gao am Niger fand er ebenfalls ein großes Steppengebiet, welches den Sudan mit der Sahara verbindet. Diese Steppenregion hat eine Regenzeit mit etwa 6 bis 12 Zoll Niederschlag im Jahre. Diese Quantität genügt, daß sich das Land mit Gras bedeckt; auch das Tierreich ist in reicher Fülle vertreten.

Gautier unterscheidet zwischen den Tuaregs, die auf Kamelen reiten und jenen, die Pferde benutzen. Erstere bewohnen die mehr trockenen Gebiete; die Tuaregs, die sich der Pferde bedienen, sind aber viel zahlreicher und bewohnen die Steppengebiete und das Land entlang dem Nigerflusse.

Der Forscher findet zahlreiche Beweise, daß in der neolithischen Periode diese Gebiete der Sahara dicht bevölkert waren. Er fand unter den Ausgrabungen zahlreiche Pfeilspitzen und Äxte aus geschliffenen Steinen. Sogar die Wüstengebiete wurden erst vor einer verhältnismäßig kurzen Zeitperiode unbewohnbar. Beweise dafür gewann er aus den Tausenden von Zeichnungen auf den Felsen und den Gräbern, in welchen überall dieselbe Art von Werkzeugen und andere Objekte gefunden wurden, sowie die Steine, die zu Mahlsteinen für das Getreide verwendet wurden. Diese Steine zeigen, daß der Ackerbau hier betrieben wurde und daß die Zivilisation weit vorgeschritten war.

Die allmähliche Austrocknung dieser Gegend rückte gegen den Sudan vor. Jetzt jedoch breitet sich der Regengürtel mehr und mehr gegen Norden zu aus. Gautier unterscheidet folgende drei Epochen: Die erste ist durch eine dichte Bevölkerung charakterisiert; die zweite durch ihren wüstenartigen Charakter; die dritte, jetzige Periode gibt dem Lande einen steppenartigen Charakter.

[1]) Aus Science vom 6. April 1906, Bd. 23.

Digitized by Google

Täglicher und jährlicher Gang der Verdunstung in Südindien. John Allan Broun hat an seinem Observatorium zu Trevandrum in Südindien 8° 31′ N 195 feet auch sorgfältige Beobachtungen über die Verdunstung angestellt, welche Sir John Eliot in seiner groß angelegten Bearbeitung der Beobachtungen von Broun (Indian Met. Memoirs, Vol. X) einer eingehenden Diskussion unterzogen hat. Da den Beobachtungen über Verdunstung, gegenwärtig wieder größere Aufmerksamkeit gewidmet worden ist (s. Quart. Journ. R. Met.) so wollen wir die Hauptergebnisse hier, in metrisches Maß verwandelt, im kurzen Auszuge mitteilen. Broun beobachtete stündlich an zwei Verdunstungsmessern. Der eine war im Schatten aufgestellt (zylindrisches Gefäß von 100 engl. Quadratzoll Oberfläche), dem Winde aber voll ausgesetzt. Der andere befand sich ganz im Freien, der Sonne den ganzen Tag über voll ausgesetzt, eine Zisterne, 3 Fuß tief, von gleichfalls 100 Quadratzoll Oberfläche. Dieses zweite Evaporimeter sollte die Verdunstung auf dem Meere repräsentieren. Beide Evaporimeter wurden mit Seewasser gefüllt, um einen besseren Schluß auf die Verdunstung des Ozeans zu gestatten. Es bot sich zugleich der Nebenvorteil, daß Insekten und Vögel die Beobachtungen weniger störten, als wenn Süßwasser angewendet worden wäre. In jedem der beiden Evaporimetergefäße befand sich ein Thermometer, mit der Kugel gerade unter der Wasseroberfläche, dessen Stand gleichfalls stündlich abgelesen worden ist. Man sieht auch aus der folgenden Tabelle, daß Broun alle meteorologischen Elemente bei diesen Beobachtungen berücksichtigt hat, die auf die Verdunstung Einfluß nehmen können. Die Verdunstungsmessungen umfassen die vollen 7 Jahre 1857 bis 1863.

In den folgenden Tabellen haben wir die wichtigsten Ergebnisse der Verdunstungsmessungen zusammengestellt. Die Maxima der Verdunstung fallen auf den März und auf den September, die Minima auf Juni, Juli und auf den November.

Die größte Verdunstungsmenge pro Tag war im Schatten 7.6 mm (30. März 1857), in der Sonne 16.7 mm (am 9. Dezember 1857).

Mittlere tägliche Verdunstung zu Trevandrum mit den korrespondierenden Mitteln der Temperatur, Bewölkung und Windstärke.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Verdunstung im Schatten.												
2.85	3.22	3.37	3.32	2.98	2.35	2.23	2.47	2.48	2.17	1.67	2.12	2.60
Verdunstung in der Sonne.												
6.93	7.70	8.00	7.67	6.78	5.00	5.08	5.84	6.43	5.61	4.85	6.02	6.33
A. Mittlere Lufttemperatur.												
24.7	25.6	26.8	27.1	26.7	25.3	24.8	24.8	25.0	24.9	25.0	24.7	25.4
B. Wassertemperatur im Schatten.												
23.0	23.7	24.8	25.2	25.1	23.8	23.4	23.4	23.5	23.6	23.8	23.2	23.9
C. Wassertemperatur in der Sonne.												
27.3	27.4	29.2	29.3	29.0	27.2	26.7	27.0	27.3	27.4	27.8	27.6	27.8
Relative Feuchtigkeit.												
74	72	76	80	83	86	87	86	85	85	85	78	81
Bewölkung.												
3.4	3.6	4.1	5.9	6.9	7.7	7.9	7.4	6.7	7.0	6.1	4.8	6.0
Luftbewegung m. sec.												
3.58	3.48	3.97	4.60	5.14	5.62	6.30	6.44	6.16	4.47	3.39	3.21	4.70
Differenz A. — B.												
1.72	1.87	2.01	1.83	1.62	1.44	1.42	1.38	1.50	1.34	1.26	1.49	1.57
Differenz C. — A.												
2.55	1.93	2.55	2.22	2.35	1.86	1.89	2.18	2.24	2.48	2.83	2.89	2.33
Temperatur äquivalent der Verdunstung in der Sonne.												
4.2	4.4	4.8	4.2	3.7	3.1	3.2	3.2	3.9	3.4	3.6	4.2	3.8
Beobachtete Temperatursteigerung.												
2.6	1.9	2.6	2.2	2.3	1.9	1.9	2.2	2.2	2.5	2.8	2.9	2.3
Summe beider als wirklicher Effekt der Sonnenstrahlung.												
6.8	6.3	7.4	6.4	6.0	5.0	5.1	5.4	6.1	5.9	6.4	7.1	6.1

Mittlere Verdunstung im Schatten 2.60 × 365 = 948 mm
„ „ in der Sonne 6.35 × 365 = 2320 „

Digitized by Google

Diese Summen stimmen nicht mit den folgenden aus leicht begreiflichen Gründen. Die wirklichen Summen werden nicht mitgeteilt, die der zweiten Tabelle sind offenbar die richtigeren.

Täglicher Gang der Verdunstung.

	A. Im Schatten.					B. In der Sonne.				
	Dez. bis Febr.	März bis Mai	Juni bis Sept.	Okt. bis Nov.	Jahr	Dez. bis Febr.	März bis Mai	Juni bis Sept.	Okt. bis Nov.	Jahr
Mittern.	10.16	9.65	6.60	6.10	32.51	20.32	18.54	13.46	13.46	65.78
1a	8.89	7.87	5.33	5.33	27.42	19.05*	16.70*	11.68	12.45*	59.88*
2	9.14*	7.62	5.08	5.33	27.17*	20.07	17.27	11.68*	12.95	61.97
3	9.40	7.62*	5.08	5.33*	27.43	21.34	17.53	11.94	13.21	64.02
4	9.40	7.62	5.08*	5.33	27.43	21.84	17.53	11.68	13.21	64.26
5	9.40	7.37	5.08	5.08	26.93	22.35	17.78	11.43	13.46	65.02
6	9.40	6.86	4.83	4.83	25.92	22.86	17.78	11.18	13.46	65.28
7	8.89	6.60	5.59	5.08	26.16	21.59	16.51	11.18	12.95	62.23
8	7.87	6.60	5.84	5.08	25.39	18.29	15.24	11.18	12.19	56.90
9	7.37	7.62	5.84	4.83	25.66	18.03	19.56	14.22	13.72	65.53
10	9.14	11.68	8.13	6.35	35.30	23.37	29.46	19.81	19.81	92.45
11	11.18	15.75	10.67	8.38	45.98	30.73	38.61	27.18	27.43	123.95
Mittag	12.95	19.05	12.95	10.16	55.11	40.39	48.01	34.54	35.05	157.99
1p	15.24	22.35	15.75	12.45	65.79	49.02	58.42	41.91	42.67	192.02
2	16.70	24.64	18.03	14.22	73.59	53.34	62.99	46.99	45.72	209.04
3	17.53	25.65	19.56	14.99	77.73	55.12	64.01	49.53	44.96	213.62
4	17.27	24.89	19.81	14.99	76.96	52.07	60.20	48.77	41.91	202.95
5	16.70	23.37	19.05	14.22	73.34	45.21	53.34	45.21	36.58	180.34
6	14.99	20.07	16.26	11.68	63.00	35.31	43.18	36.58	27.18	142.25
7	11.94	15.75	12.45	8.89	49.03	25.15	31.24	25.91	18.54	100.84
8	10.41	13.21	10.41	7.37	41.40	20.07	24.64	20.07	15.49	80.27
9	9.65	11.68	8.38	6.60	36.31	17.53	20.57	16.51	13.72	68.33
10	9.40	10.16	7.11	6.10	32.77	17.02	18.54	14.22	12.70	62.48
11	10.41	10.16	7.11	6.35	34.03	19.56	19.30	14.22	13.46	66.54
Summe	273.43	323.84	240.02	195.07	1032.36	689.63	746.95	561.08	526.28	2523.94

Hann.

Das neue japanische meteorologische Observatorium zu Chemulpo, Korea. Monthly Weather Review September 1905 enthält einen längeren Artikel von dem Direktor des genannten Observatoriums, Herrn Prof. Wada, über den japanischen meteorologischen Dienst in Korea und in der Mandschurei. Mit dem Beginn des russisch-japanischen Krieges hat die japanische Regierung fünf meteorologische Stationen erster Ordnung an den Küsten von Korea und in der Mandschurei errichtet, deren genäherte Lage ist:

	NBr.	EL.	Höhe		NBr.	EL.	Höhe		NBr.	EL.	Höhe
Fusou	35° 6′	129° 3′	23 m	Wousou	39° 9′	127° 26′	3 m	Yiukow	40° 40′	121° 14′	3 m
Mokpo	34 41	126 4	8	Yougampo	39 56	124 22	5	Mukden	41 48	124 23	57
Chemulpo	37 29	126 37	70	Tairen	38 55	121 34	5	Josiu	40 40	129 20	4

Eine Abbildung des auf einem Hügel gelegenen Observatoriums Chemulpo ist dem Artikel beigegeben.

Wir teilen hier im Auszuge die Ergebnisse der bisherigen meteorologischen Beobachtungen mit.

Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen an dem neuen Chemulpo-Observatorium Korea, 37° 29′ NBr., 126° 37′ EL., 70 m.

		Temperatur				Feuchtigkeit			Niederschlags-		Ge-	
1904/05	Luftdruck	Mittel	Tägl. Amplit.	Absol.	Extreme	Absol. mm	Proz.	Bewölkung	Menge	Tage	wittertage	Mittlere Windrichtg.
Mai	759.4	14.2	6.9	8.8	23.8	10.4	81	5.0	51	14	2	S 41° W
Juni	56.4	19.7	7.6	12.6	30.3	13.5	80	5.8	35	7	3	S 48 W
Juli	55.7	23.5	6.3	17.0	32.8	17.9	83	7.5	294	21	0	S 5 E
August	56.5	25.5	7.5	17.5	33.3	19.8	82	3.9	117	9	0	S 20 W
Septbr.	60.3	20.8	8.7	11.1	30.1	13.3	72	4.2	17	5	0	N 25 W
Oktober	65.2	13.7	9.0	1.3	27.5	8.6	72	4.2	26	8	1	N 18 E
Novbr.	66.4	5.9	8.0	— 4.1	16.6	5.1	68	3.2	17	6	1	S 50 W
Dezbr.	68.7	0.4	6.8	— 9.6	13.3	3.3	65	3.7	12	5	0	S 44 W
Januar	65.5	0.9	6.0	— 11.4	8.5	3.8	76	4.3	13	6	0	N 1 E
Februar	67.4	— 3.1	6.6	— 13.1	4.6	2.3	63	3.6	2	4	0	N 4 E
März	67.8	4.0	8.1	— 4.7	15.6	3.7	57	5.0	3	4	0	N 22 E
April	62.5	8.6	8.9	0.3	22.3	5.5	66	5.7	25	8	0	N 66 W
Mai	58.9	13.8	7.8	6.6	28.3	8.9	76	6.2	148	9	1	S 55 W
Juni	55.3	19.4	7.3	12.6	27.9	13.0	79	6.5	60	11	0	S 64 W
Juli	54.7	23.4	5.2	16.7	32.6	18.6	87	8.1	258	17	2	S 25 W

Digitized by Google

Mittlere Ergebnisse der Beobachtungen am alten Observatorium 1887/1903 einschl.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temperatur	— 2.7	— 1.2	4.0	10.2	15.6	20.1	24.1	25.3	21.2	15.1	7.7	0.0	11.6
Absolute ∫ .	— 18.0	— 18.5	— 10.0	— 7.0	4.0	9.0	11.6	15.0	7.3	— 1.7	— 10.3	— 17.0	— 18.5
Extreme ⌊ .	13.3	17.8	19.4	27.2	31.1	33.3	35.7	36.7	32.8	29.9	21.1	15.0	36.7
Mittlere Niederschlagsmenge und Tage.													
Millimeter .	27	22	29	64	78	117	184	176	104	38	38	35	912
Tage . . .	10	7	8	6	7	8	12	13	8	4	6	11	100

Gang der Bodentemperatur zu Tacubaya (Mexico). In den Memorias y Revista de la Soc. Cientifica „Antonio Alzate", Tomo XVIII, p. 113—124, findet sich eine Abhandlung von Moreno y Anda über die am Observatorium zu Tacubaya angestellten Bodentemperaturmessungen, welche die Jahre 1892 bis 1898 umfassen. Die Beobachtungen in 0.15 m Tiefe umfassen aber nur die Jahrgänge 1895 bis 1898, was sich auch in der folgenden Tabelle bemerkbar macht. Eigentümlich ist, daß in allen Tiefen die ersten Jahre 1892 bis 1893 eine niedrigere Temperatur haben als die folgenden, was gerade in den zwei größten Tiefen am meisten hervortritt. Für die Abnahme der Amplituden mit der Tiefe p findet der Autor die Gleichung:

$$lg\, A_p = lg\, A_0 - 0.2377.$$

Bodentemperatur zu Tacubaya (Mexico).

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Lfttemp.	11.99	13.37	15.23	17.09	17.56	16.94	15.91	15.81	15.21	13.96	13.17	11.61	14.82
0.15 m	13.05	13.35	14.65	15.72	17.60	17.23	17.30	17.07	16.63	15.73	15.13	14.53	15.67
0.30 „	12.99	13.40	14.30	15.17	17.34	16.89	16.83	16.77	16.70	15.80	14.84	13.83	15.40
0.60 „	13.64	13.76	14.36	15.07	16.12	16.66	16.77	16.70	16.54	16.16	15.32	14.54	15.47
1.20 „	14.50	14.32	14.45	14.99	15.63	16.22	16.44	16.50	16.47	16.26	15.82	15.26	15.57
3.00 „	15.78	15.54	15.33	15.30	15.43	15.57	15.87	16.04	16.13	16.19	16.17	16.07	15.78
Jährlicher Gang.													Diff.
Lfttemp.	—2.83	—1.45	0.41	2.27	**2.74**	2.12	1.09	0.99	0.39	—0.86	—1.65	—3.21*	5.95°
0.15 m	—2.62*	—2.32	—1.02	0.05	**1.93**	1.56	1.63	1.40	0.96	0.06	—0.54	—1.14	4.55
0.30 „	—2.41*	—2.00	—1.10	—0.23	**1.94**	1.49	1.43	1.37	1.30	0.40	—0.56	—1.57	4.35
0.60 „	—1.83*	—1.71	—1.11	—0.40	0.65	1.19	**1.30**	1.23	1.07	0.69	—0.25	—0.93	3.13
1.20 „	—1.07	—1.25*	—1.12	—0.58	0.06	0.65	0.87	**0.93**	0.90	0.69	0.25	—0.31	2.18
3.00 „	0.00	—0.24	—0.45	—0.48*	—0.35	—0.21	0.09	0.26	0.35	**0.41**	0.39	0.29	0.89

J. H.

Über Diagramme der Autographen. Es kommt öfters vor, daß trotz guter Feder und reinster Behandlung der Autographenpapiere die gezeichnete Linie nicht immer rein und scharf ist, sondern oft, wie bei einem Saugpapier, zerfließt.

Über diesbezüglich erhobene Beschwerde beim Lieferanten wurde mir der Bescheid, daß dies von der Berührung mit verschwitzten oder fettigen (!) Fingern herrühre, von anderer Seite wurde behauptet, daß das Papier minderwertig sei.

Durch Versuche bin ich zur Erkenntnis gelangt, daß die Schuld am Drucke selber liegt, indem die Druckfarbe (rot) zu fettig ist bzw. sehr oft zu stark aufgetragen wird und durch den kleinsten Druck der Schreibfeder die Anilintinte mit dem Fette sich verbindet und am Papier zerfließt.

Um diese Fette gänzlich vom Papiere zu entfernen, nimmt man einen Fetzen alter Leinwand, benetzt ein Bäuschchen hiervon mit Schwefeläther und wäscht, in Zügen von links nach rechts darüberstreichend, das Diagramm (auf weißer Unterlage) vollständig aus. Das Papier trocknet rasch aus und man erhält eine vollständig scharfe und reine Linie.

Met. Station Görz, im April. Bresnig.

Täglicher und jährlicher Gang der Bodentemperatur in Tokyo. Das Bulletin of the Central Met. Observatory of Japan No. 1 (Tokyo 1904) enthält eine längere Abhandlung über die Ergebnisse der Beobachtungen der Bodentemperatur zu Tokyo von W. Oishi. 16 Quartseiten mit einer Tafel, welche Diagramme des jährlichen Ganges der Bodentemperatur enthält (Isoplethen). Die Beobachtungen wurden an der Erdoberfläche stündlich angestellt, die Mitteltemperaturen 1891/1900 der 24 Stunden Luft und Bodenoberfläche findet man in Tabelle I. In den geringen Tiefen 0.05 bis 0.3 wurde sechsmal täglich in vierstündigen Intervallen abgelesen, in 0.6 und 1.2 m zweimal 10^a und 10^p, in 3, 5 und 7 m

Digitized by Google

bloß einmal, 10^a. Die Mittelwerte aus diesen Beobachtungsserien findet man in den Tabellen. Für die Tiefen 0, 0.3, 0.6, 1.2, 3, 5, 7 m werden fünftägige Mittel gegeben roh, und nach den periodischen Formeln berechnet (mit vier periodischen Gliedern). Über die Art der Installation der Bodenthermometer usw. müssen wir auf die Originalabhandlung verweisen. Wir begnügen uns, in zwei kleineren Tabellen die wichtigsten Ergebnisse unseren Lesern bekanntzugeben.

Gang der Bodentemperatur.

Tiefe	0	0.3	0.6	1.2	3.0	5.0	7.0 m
			Jahresschwankung.				
	28.2	22.7	18.7	14.0	5.2	1.3	0.4
			Eintritt des				
Maximum . . .	11. Aug.	16. Aug.	21. Aug.	15. Septbr.	6. Novbr.	2. Febr.	30. April
Minimum . . .	23. Jan.	23. Jan.	31. Jan.	27. Febr.	3. Mai	30. Juli	30. Oktbr.
			Die Konstanten der Sinusreihen.				
A_1	244.6	235.8	225.5	206.0	142.8	59.1	341.2
A_2	298.0	284.1	279.8	261.9	174.3	142.1	200.6
a_0	15.63	15.71	15.69	15.96	15.78	15.50	15.39
a_1	12.93	10.74	9.05	6.70	2.51	0.64	0.19
a_2	1.16	0.86	0.69	0.38	0.11	0.01	0.01

Die Rechnung ergibt, daß die Jahresschwankung der Temperatur zu Tokyo in 9 m auf 0.1 und in 13 m auf 0.01^0 herabsinkt. Die Temperaturwelle wird im Boden verzögert in den oberen Schichten um 33, in den unteren um 39 Tage pro Meter Tiefenzunahme.

Jährlicher Gang der Bodentemperatur zu Tokyo 1891/1900.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Luft . .	2.91	3.64	6.69	12.54	17.02	20.63	24.35	25.96	22.17	15.86	10.32	5.05	13.93
Oberfl. .	2.57	4.19	8.20	14.85	19.90	23.60	27.32	28.84	24.33	17.39	10.84	4.54	15.55
0.3 m . .	4.59	5.12	8.07	12.99	17.43	21.24	24.39	26.49	24.06	18.53	12.89	7.34	15.26
0.6 „ . .	7.43	6.71	8.49	12.22	16.09	19.43	22.46	24.79	23.96	19.77	15.21	10.32	15.57
1.2 „ . .	10.39	8.83	8.98	10.87	13.90	16.83	19.55	21.93	22.54	20.50	17.31	13.52	15.43
3.0 „ . .	16.31	15.03	13.87	13.13	13.08	13.65	14.67	15.81	16.98	17.98	18.09	17.40	15.50
5.0 „ . .	16.12	16.10	15.94	15.65	15.32	15.04	14.89	14.89	15.06	15.37	15.72	16.06	15.51
7.0 „ . .	15.38	15.45	15.54	15.57	15.55	15.48	15.38	15.27	15.22	15.20	15.21	15.28	15.38
Luft . .	−11.02*	−10.29	−7.24	−1.39	3.09	6.70	10.42	12.03	8.24	1.93	−3.61	−8.88	13.67
Oberfl. .	−12.98*	−11.36	−7.35	−0.70	4.35	8.05	11.77	13.29	8.78	1.84	−4.71	−11.01	15.41
0.3 m . .	−10.67*	−10.14	−7.19	−2.27	2.17	6.98	9.13	11.23	8.80	3.27	−2.37	−7.92	15.15
0.6 „ . .	−8.14	−8.86*	−7.08	−3.35	0.52	3.86	6.89	9.22	8.39	4.20	−0.36	−5.25	15.36
1.2 „ . .	−5.04	−6.60*	−6.45	−4.56	−1.53	1.40	4.12	6.50	7.11	5.07	1.88	−1.91	15.46
3.0 „ . .	0.81	−0.47	−1.63	−2.37	−2.42*	−1.85	−0.83	0.31	1.48	2.48	2.59	1.90	15.71
5.0 „ . .	0.61	0.59	0.43	0.14	−0.19	−0.47	−0.62*	−0.62*	−0.45	−0.14	0.21	0.55	15.52
7.0 „ . .	0.00	0.07	0.16	0.19	0.17	0.10	0.00	−0.11	−0.16	−0.18*	−0.17	−0.10	15.36

Die Jahresmittel der zweiten Tabelle beziehen sich auf die korrespondierenden Jahrgänge 1897/1902. Mittel für 0.05 m 15.28, für 0.1, 15.35; 0.2, 15.40, also keine regelmäßige Änderung mit der Tiefe zu bemerken.

Temperatur der Bodenoberfläche und der Luft im August (1891/1900).

	Mittn.	2	4	5	6	8	10	Mittg.	2	4	6	8	10^h	Max.
Boden	25.5	25.0	24.6	24.4	24.7	27.9	32.3	35.3	35.6	33.0	29.2	27.1	26.2	1^h 35.8
Luft.	24.0	23.6	23.2	23.0	23.4	25.7	27.9	29.0	29.4	28.7	26.7	25.3	24.6	2^h 29.4
Differenz . .	1.5	1.4	1.4	1.4	1.3	2.2	4.4	6.3	6.2	4.3	2.5	1.8	1.6	—

J. H.

Größte Tagessummen des Regenfalls auf Ceylon. Wir entnehmen dem letzten Ceylon Administration Report 1904, Part IV, Meteorology die folgenden Daten der exzessivsten Tagesmengen des Regenfalls auf Ceylon, wobei wir nur jene hier anführen, die 12″ = 305 mm überschritten haben, solche von 10 bis 12″ sind wohl schon häufig vorgekommen.

Ceylon-Maxima des Regenfalls in 24 Stunden.

Puttalam . . . . . 306 mm, 8./9. Mai 1883 (34 Jahre)
Horekele (Chilaw) . . . . . 356 mm, 12./13. Juli 1878 (33 Jahre)
Kanangoma (Avisavela 200 feet) . 401 mm, 31. Mai/1. Juni 1891 (21 Jahre)
Digalla (detto 400 feet) . . . . . 304 mm, 31. Mai/1. Juni 1891 (18 Jahre)
S. Martins (Rangola 3600 feet) . . 427 mm, 17./18. Dezember 1894
„ „ . . 476 mm, 14./15. Dezember 1896 (18 Jahre)
Yatideriya (Kegalla) . . . . . 323 mm, 20./21. Mai 1904 (17 Jahre)
Dooroomadella . . . . . 318 mm, 17./18. Dezember 1904 (1 Jahr).

Digitized by Google

Die mittlere Jahresmenge des Regenfalls zu S. Martins ist 4640 mm, das angeführte größte Tagesmaximum ist demnach doch nur 10.3 Proz. der Jahresmenge. Im Januar 1904 fielen daselbst 1913 mm und im ganzen Jahre 559 cm.

Für Colombo werden die größten Regenmengen innerhalb kürzerer Zeit im Jahre 1904 angegeben. Die Maxima sind: 10. Juni 11^{52} p 40.1 mm in 15 Minuten, 5. Juli 1^{45} p 75.9 mm in 30 Minuten, 16. Juli 4^{15} a 31.5 mm in 12 Minuten, 12. Oktober 3^{48} a 24.9 mm in 12 Minuten. Diese Mengen sind nicht besonders groß. J. H.

Regenverhältnisse von Hongkong. Herr W. Doberck hat in den Observations made at the Hongkong Observatory 1903 eine recht vollständige Zusammenstellung der Ergebnisse der Beobachtungen in den zehn Jahren 1894/1903 gegeben, welcher wir nachstehend die folgenden Daten entnehmen, die wir übersichtlich in einer Tabelle zusammengestellt haben. (Man vgl. Met. Zeitschr. 1895, S. 191, die Ergebnisse 1884/1893.)

Die 20jährigen Mittel der Regenmenge und der Regentage (aus den beiden 10jährigen Mitteln gebildet) sind:

Mittlere Regenmenge und Zahl der Regentage 1884/1903.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Regenmenge in Millimeter.												
25	42	56	112	310	412	338	373	260	127	48	24	1986
Regentage.												
6.5	9.0	11.0	12.5	16.0	21.0	20.5	17.0	13.0	7.5	5.0	5.0	144.0

Die größte Regenmenge pro Stunde war 1884/93 86.4 mm im Mai, 1894/1903 nur 72 mm im Juni; die Tagesmaxima waren 521 mm im Juni und 259 mm im Oktober.

Hongkong. Täglicher Gang des Regens 1894/1903.

	Mittn.–2^a	$2–4^a$	$4–6^a$	$6–8^a$	$8–10^a$	10–Mittg.	Mittg.–2^p	$2–4^p$	$4–6^p$	$6–8^p$	$8–10^p$	10–Mittn.	Sa.
Januar .	3.5	2.1	2.0	1.7	2.3	2.0	2.5	2.3	1.4	1.2	1.5	2.3	24.8
Februar.	4.2	5.0	5.1	5.3	6.1	2.9	1.7	3.1	4.6	3.0	4.8	3.9	49.7
März . .	1.8	2.3	3.3	5.7	2.0	1.8	2.3	1.8	2.9	2.8	1.9	1.5	30.1
April . .	8.8	3.8	12.5	7.5	6.4	9.4	6.5	15.2	3.9	4.6	6.9	4.3	89.8
Mai. . .	30.1	26.5	31.6	24.6	31.5	27.9	38.2	25.4	20.2	21.1	10.2	13.9	301.2
Juni . .	32.5	48.8	47.8	58.6	44.1	45.6	39.1	24.6	28.7	19.8	14.3	18.2	422.1
Juli. . .	21.1	31.4	33.1	27.4	31.4	26.1	18.3	16.8	19.9	14.9	19.4	10.9	270.7
August .	23.7	30.0	47.4	43.5	35.9	37.8	33.7	23.0	22.4	22.1	21.7	28.2	369.4
Septemb.	14.3	24.9	20.2	31.0	22.6	19.5	10.6	12.9	14.8	8.8	9.9	9.5	199.0
Oktober.	7.0	7.5	9.6	7.1	9.7	8.4	9.1	10.9	16.1	12.1	9.5	11.5	118.5
Novemb.	9.9	10.3	11.9	5.0	2.5	0.7	2.5	5.5	2.6	2.9	2.8	9.6	66.2
Dezember	1.1	1.4	1.9	2.8	2.0	1.5	1.3	3.0	2.4	1.8	1.5	1.2	21.9
Novbr. b. Apr.	29.3	24.9	36.7	28.0	21.3	18.3	16.8	30.9	17.8	16.3*	19.4	22.8	282.5
Mai b. Oktob.	128.7	169.1	189.7	192.2	175.2	165.3	149.0	113.6	122.1	98.8	85.0*	92.2	1680.9
Niederschlagshäufigkeit in Stunden.													
Novbr. b. Apr.	25	28	28	27	19	13*	15	18	19	23	23	25	263
Mai b. Oktob.	53	58	64	60	59	49	51	45	40	36*	38	42	595
Regenmengen pro Stunde.													
Novbr. b. Apr.	1.2	0.9	1.3	1.0	1.1	1.4	1.1	1.7	0.9	0.7	0.9	0.9	1.1
Mai b. Oktob.	2.4	2.9	3.0	3.2	3.0	3.4	2.9	2.5	3.1	2.7	2.2	2.2	2.8

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Tagesmaximum in Millimeter 1894/1903.												
35	55	22	107	171	216	108	205	147	259	149	30	259
Maximum pro Stunde.												
13	25	17	40	50	72	41	48	44	36	43	10	72
Mittlere stündliche Intensität.												
0.46	0.66	0.38	1.24	3.02	4.01	3.89	5.00	3.96	2.72	1.70	0.63	2.46

J. H.

Druck von Friedr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Cl. Riefler

Fabrik mathematischer Instrumente

Nesselwang u. München.

Präzisions- **Reisszeuge,**

Astronomische Präzisions- **Uhren,**

Nickelstahl-Kompensations- **Pendel.**

Lüttich 1905
St. Louis 1904 } Grand Prix.
Paris 1900

Illustrierte Preislisten gratis.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner.** Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel.** Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel.** Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache.** Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking.** Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie Astrophototheodolite nach **Marcuse.**

Ruhmer, Physikalisches Laboratorium

Berlin SW. 48.

SELEN-Registrier-Apparate, System Ruhmer,

zur Bestimmung des Verlaufs der Tageslichtintensität.

Die Expedition der Hamburger Sternwarte zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis in Souk-Ahras (30. Aug. 05) benutzte einen derartigen Registrierapparat mit bestem Erfolge zur Bestimmung der Lichtintensitätskurve während der Finsternis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Prof. O. D. Chwolson,

Hegel, Haeckel, Kossuth und das zwölfte Gebot.

Eine kritische Studie. gr. 8. geh. Preis 1,60 Mark.

In dieser kleinen Schrift behandelt der Autor die gegenwärtig höchst aktuelle, man kann wohl sagen, brennende Frage der Annäherung zwischen Philosophie und Naturwissenschaft. Er sucht nach den Gründen der bisherigen, fast völligen Resultatlosigkeit dieser Annäherung und weist auf den Hauptgrund, ohne ein Blatt vor den Mund zu nehmen, mit schonungsloser Ehrlichkeit und vollkommener Unparteilichkeit. Eine streng wissenschaftliche kritische Untersuchung alles dessen, was sich in Haeckels „Welträtseln" Physikalisches vorfindet, bildet den größeren Teil des Inhalts. Besonders ausführlich wird das Substanzgesetz besprochen, das von Haeckel selbst als der „sichere Leitstern" proklamiert wird, welcher die „monistische Philosophie durch das gewaltige Labyrinth der Welträtsel zu deren Lösung führt". Diese Untersuchung dürfte wohl in hohem Grade das Interesse der zahllosen Anhänger und Verehrer Haeckels erregen.

Das Büchlein ist in durchaus populärer Form geschrieben und wendet sich daher an den großen Kreis der Gebildeten, die ein Interesse haben an den Fragen, welche sich gegenwärtig an eine der wichtigsten und interessantesten Geistesbewegungen knüpfen.

Das Büchlein dürfte aber speziell in gleichem Maße für Naturforscher wie für Philosophen nützlich sein, da es beide Lager in gleichem Maße verantwortlich macht für die erwähnte Resultatlosigkeit der zwischen ihnen versuchten Annäherung.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

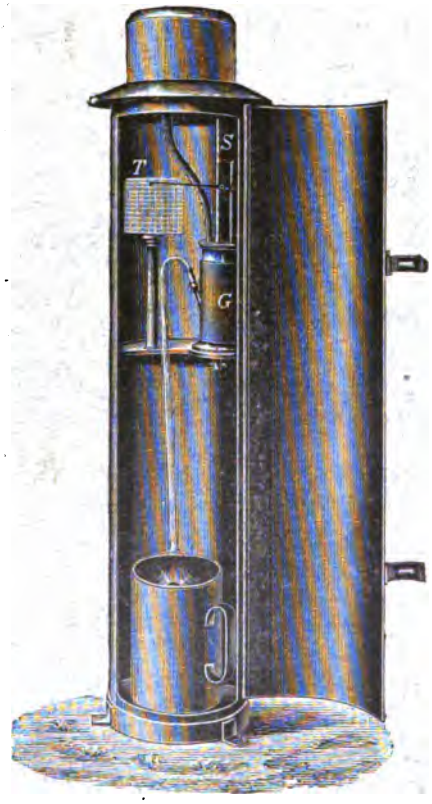
Digitized by Google

R. Fuess

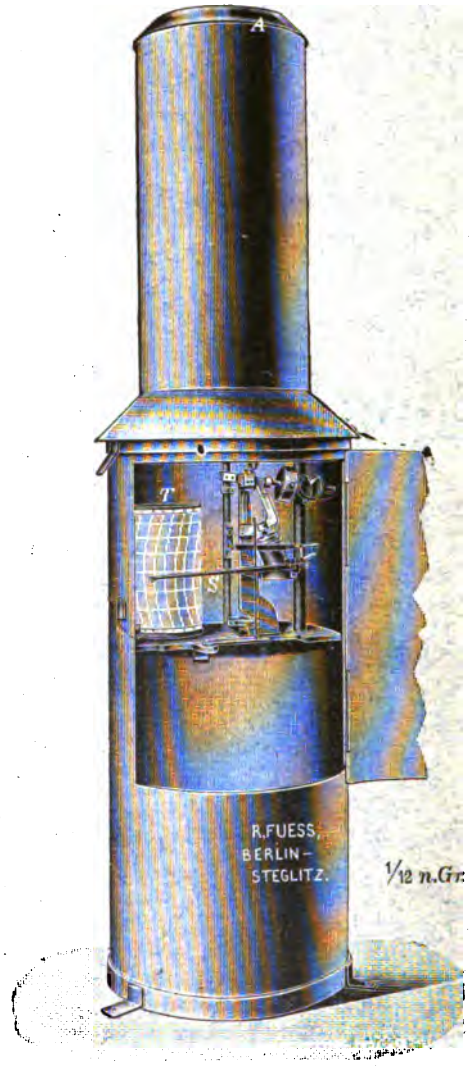
vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

Steglitz

bei Berlin.



Nr. 95. Regenmesser Hellmann-Fuess.



Nr. 95a. Schneemesser Hellmann-Fuess.

☞ Diesem Hefte liegen bei: Ein Prospekt von **Hermann Pohlenz**, Photo-Versandhaus in **Magdeburg**; sowie drei Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig**.

Wir empfehlen diese Beilagen der freundlichen Beachtung unserer Leser.

Digitized by Google

HARVARD, NOV 24 1906 CAMBRIDGE, MASS.
P. G. Lal.

1906 Heft 10 Oktober

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit vier Textfiguren.

INHALT.

Seite
A. Woeikof: Perioden in der Temperatur von Stockholm 433
A. Woeikof: Regenintensität und Regendauer in Batavia 436
Dr. med. H. Christ: Klima von Urfa, Ober-Mesopotamien, nach sechsjährigen Beobachtungen 440
J. Schubert: Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind. Mit 2 Textfiguren 444

Kleinere Mitteilungen:

Seite
J. Hann: R. C. Moßman über einige meteorologische Resultate der Schottischen Antarktischen Expedition 450
Ch. Rivière über den Regenfall in Algier 1868/1905 453
J. Hann: Ergebnisse 81jähriger Regenmessungen in Rom 455
J. Hann: Marc Dechevrens S. J. über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen 456
Luftelektrische Beobachtungen im Graham-Land von M. J. Rey . 458
Winde und Jahreszeiten am Tschadsee 458
Mazelle: Größte Regenmenge pro Minute in Triest 459
Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Fort Simpson . 460
Zur Meteorologie des arktischen Nordamerika 461
A. Wolfer: Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das III. Quartal 1906 461
Johann Krčmář, cand. phil.: Deformation der Sonnenscheibe beim Sonnenaufgang. Mit 2 Textfiguren 461
Meteorologische Beobachtungen im Jahre 1905 auf den Azoren . . 463
F. M. E.: A. Mascari. Die periodische Veränderung der Sonnenstrahlung, abgeleitet aus den Beobachtungen der Sonnenfackeln 463
Resultate meteorologischer Beobachtungen in der Baffinsbai 464
J. H.: Täglicher Gang der Sonnenscheindauer und der Bewölkung in Hongkong 465
Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Paramaribo (Surinam) im Jahre 1904 465
Mittlerer Regenfall an einigen Orten in Transvaal 466
Wüstenklima des westlichen Arizona 466
Meteorologische Beobachtungen zu Oaxaca 467
Dr. C. Chree: Diskussion siebenjähriger Registrierungen des elektrischen Potentialgefälles in Kew 467
Meteorologische Beobachtungen zu Banani im Jahre 1895 468
J. H.: Regenfall auf den Fidschi-Inseln 468
O. Steffens: Über die Blitzgefahr in Deutschland von 1854 bis 1901 468
Dr. Fritz v. Kerner: Tägliche Periode der Temperaturschichtung an der Mündung des Jadroflusses in Dalmatien 470
Dr. Fritz v. Kerner: Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur 472
J. H.: Regenfall zu Hermeburg in Krain 474
Strenger Winter 1905/06 in Mesopotamien 474
R. Billwiller: Die Niederschläge am 19. und 20. Mai 1906 in der Nordostschweiz 475
Drachenaufstiege in Indien 476
F. Linke: Einfluß einer Wasserfläche auf das Verhalten eines Ballons 477

Literaturbericht:

G. Hellmann: Boletin meteorológico publicado per el Observatorio del Colegio de Nuestra Senora del Recuerdo. Chamartin de la Rosa 478
Bibliographie 479

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Cl. Riefler

Fabrik mathematischer Instrumente

Nesselwang u. München.

Präzisions- **Reisszeuge,**

Astronomische Präzisions- **Uhren,**

Nickelstahl-Kompensations- **Pendel.**

Lüttich 1905
St. Louis 1904 } **Grand Prix.**
Paris 1900

Illustrierte Preislisten gratis.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner**. Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel**. Hochspannungselektroskope (Braunsches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel**. Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach Ebert nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache**. Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking**. Phototheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse**.

Ruhmer, Physikalisches Laboratorium

Berlin SW. 48.

SELEN-Registrier-Apparate, System Ruhmer,

zur Bestimmung des Verlaufs der Tageslichtintensität.

Die Expedition der Hamburger Sternwarte zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis in Souk-Ahras (30. Aug. 05) benutzte einen derartigen Registrierapparat mit bestem Erfolge zur Bestimmung der Lichtintensitätskurve während der Finsternis.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Biermann, Prof. Dr. Otto, **Vorlesungen über mathematische Näherungsmethoden.** Mit 35 eingedruckten Abbildungen. M. 8.—, geb. in Lnwd. M. 8.80.

Güssfeldt, Prof. Dr. Paul, **Grundzüge der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung** auf Forschungsreisen und die Entwickelung der hierfür maßgebenden mathematisch-geometrischen Begriffe. Mit 95 Abbild. M. 10.—, geb. in Hlbfrz. M. 12.—.

Koppe, Prof. Dr. C., **Photogrammetrie und internationale Wolkenmessung.** Mit Abbild. und 5 Tafeln. M. 7.—.

Landauer, Dr. John, **Die Spektralanalyse.** Mit 44 Holzstichen und einer farbigen Spektraltafel. M. 4.—.

Lorentz, H. A., **Sichtbare und unsichtbare Bewegungen.** Unter Mitwirkung des Verfassers aus dem Holländischen übersetzt von G. Siebert. Mit 40 Abbildungen. M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.80.

Müller, Prof. Dr. Joh., **Lehrbuch der kosmischen Physik.** 5. Auflage. Mit 447 eingedruckten und 25 dem Texte beigegebenen Holzstichen, sowie einem Atlas von 60 zum Teil in Farbendruck ausgeführten Tafeln. M. 26.—, geb. in 2 Hlbfrzbdn. M. 30.—.

Schaik, W. C. L. van, **Wellenlehre und Schall.** Autorisierte deutsche Ausgabe von Prof. Dr. Hugo Fenkner. Mit 176 Abbildungen. M. 8.—, geb. in Lnwd. M. 9.—.

Thomson, Prof. J. J., **Elemente der mathematischen Theorie der Elektrizität und des Magnetismus.** Autoris. deutsche Ausgabe von Prof. Gustav Wertheim. Mit 133 Abbildungen. M. 8.—.

Vogler, Prof. Dr. Chr. August, **Graphische Barometertafeln** zur Bestimmung von Höhenunterschieden durch bloße Subtraktion. Entworfen von Hugo Feld. M. 4.—.

Weinstein, Prof. Dr. B., **Die Erdströme** im deutschen Reichstelegraphengebiet und ihr Zusammenhang mit den erdmagnetischen Erscheinungen. Mit einem Atlas, enthaltend 19 lithographische Tafeln. M. 4.—.

— **Thermodynamik und Kinetik der Körper.** I. Band: *Allgemeine Thermodynamik und Kinetik und Theorie der idealen und wirklichen Gase und Dämpfe.* Mit Abbild. M. 12.—. II. Band: *Absolute Temperatur, Die Flüssigkeiten, Die festen Körper, Thermodynamische Statik und Kinetik, Die (nicht verdünnten) Lösungen.* M. 16.—. III. Band, 1. Halbband: *Die verdünnten Lösungen, Die Dissoziation, Thermodynamik der Elektrizität und des Magnetismus.* (Erster Teil.) M. 12.—.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE NOV 24 1906 CAMBRIDGE MASS.

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 10.

Perioden in der Temperatur von Stockholm.

Von A. Woeikof.

Kürzlich ist eine wichtige Arbeit von Hamberg erschienen: „Moyennes mensuelles de la température à l'observatoire de Stockholm". Stockholm 1906.

Sie basiert auf 150jährigen Beobachtungen an demselben Orte. Es schien mir interessant, diese lange homogene Periode auf etwaige Periodizitäten zu untersuchen. Ich wählte den Winter und zog die Sonnenflecken- wie auch die Brücknerschen Perioden nicht in die Betrachtung, weil über beide schon so viel geschrieben ist.

Hambergs Arbeit endet mit dem Jahre 1905; der Verfasser hatte jedoch die Güte, mir die Mittel der ersten Monate 1906 mitzuteilen, so daß ich die 150 Winter 1757 bis inkl. 1906 betrachte. Der Dezember wird zu dem Jahre des nachfolgenden Januar gezählt, also z. B. Dezember 1905 zum Winter 1906.

In der Tabelle I gebe ich die Abweichungen vom 150jährigen Mittel: — kälter, ohne Zeichen wärmer; 0 bedeutet die Jahreszahl, welche ohne Rest mit der Zahl der betreffenden Periode teilbar ist, so 1904 mit 8; 1, 2, 3 usw. sind die nachfolgenden Jahre.

Tabelle I. Abweichungen der Wintertemperatur vom 150jährigen Mittel in den Jahren verschiedener Perioden.

	2jährig		4jährig				8jährig							
Jahre der	[1])	[2])												
Periode	0	1	0	1	2	3	0	1	2	3	4	5	6	7
1757/1807	−0.8	−0.4	−1.2	−0.3	−0.3	−0.4	−1.5	0.4	−0.1	−0.8	−0.9	−1.0	−0.5	−0.9
1808/1863	0.1	0.1	0.2	−0.4	0	0.7	0.4	0.1	1.2	1.8	−0.1	−0.9	−1.1	−0.4
1864/1906	1.3	−0.4	0.4	−0.3	2.2	−0.6	1.0	0.1	3.1	−0.3	−0.2	−0.7	1.3	−0.8
1757/1822	−0.6	−0.2	−1.1	−0.5	−0.1	−0.1	−1.4	−0.1	0	−0.1	−0.8	−0.9	−0.1	0.1
1823/1906	1.0	−0.2	0.8	−0.3	1.1	0	1.0	0.3	2.4	0.7	−0.1	−0.9	−0.2	−0.8
1757/1906	0.2	−0.2	−0.3	−0.4	0.6	0	0	0.1	1.4	0.3	−0.4	−0.9	−0.2	−0.4

	3jährig			9jährig								
	0	1	2	0	1	2	3	4	5	6	7	8
1757/1835	−0.3	−0.2	−0.3	−0.5	0.2	−0.9	−1.4	−0.6	−0.6	1.0	−0.4	0.5
1836/1906	0.7	0.5	−0.4	0.5	0.4	−0.6	−0.2	0.7	−0.4	1.8	0.3	−0.2
1757/1906	0.2	0.1	−0.3	0	0.3	−0.7	−0.7	0	−0.5	1.4	−0.1	0.2

	5jährig				
	0	1	2	3	4
1757/1829	−0.6	0	0.1	−0.4	−0.6
1830/1906	−0.4	−0.3	0.4	0.6	1.2
1757/1906	−0.5	−1.1	0.3	0.1	0.3

	10jährig									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1757/1829	−0.4	−0.1	0.2	−0.1	−0.6	−0.8	−0.2	0	−0.6	−0.6
1830/1906	−0.2	−1.3	1 4	1.1	1.5	−0.6	0.7	−0.5	0.3	0.9
1757/1906	−0.3	−0.7	0.8	0.5	0.5	−0.7	0.3	−0.2	−0.2	0.1

	7jährig						
	0	1	2	3	4	5	6
1757/1804	0	−0.9	−0.6	0.5	−2.2	−0.9	0.8
1805/1853	0.2	−0.5	0.2	0.4	−1.2	0.4	0.5
1854/1906	0.1	0.2	0.8	0.5	−0.3	2.1	−0.5
1757/1906	0.1	−0.4	0.1	0.5	−1.2	0.5	0.4

[1]) Paar. — [2]) Unpaar.

Digitized by Google

Es ist also zu sehen, daß die 3 und 5jährigen Perioden nichts Bemerkenswertes bieten, wenig auch die 10jährige. Wichtiger ist schon die negative Abweichung der vierten Jahre der 7jährigen Periode und namentlich die positive der sechsten Jahre der 9jährigen.

Die 2jährige Periode zeigt wärmere paare als unpaare Winter, namentlich in den letzten 40 bis 80 Jahren. Diese Erscheinung habe ich schon in mehreren Abhandlungen beachtet und nach mir die Herren Pettersson, Meinardus und Lesshaft.

Ganz besonders intensiv trat die Erscheinung in zwei kürzeren Perioden der letzten 30 Jahre auf und zwar:

Abweichungen:

	Dezember		Januar		Februar		Winter	
Jahre	0	1	0	1	0	1	0	1
1877/1886 . . .	1.15	— 1.85	2.10	— 0.96	2.45	— 0.55	1.90	— 1.12
1887/1896 . . .	1.23	0.61	1.64	0.04	1.11	— 1.23	1.32	— 0.20

In der ersten Periode sind also die paaren Winter sehr warm, die unpaaren kälter als das Mittel.

Viel bedeutender als die Abweichung aller paaren Jahre ist diese Abweichung in den zweiten Jahren der 4jährigen und namentlich der 8jährigen Perioden.

Um die Sache klarer zu machen und zu zeigen, mit welcher Beständigkeit seit 1824 und namentlich 1856 die zweiten Jahre der 8jährigen Periode warm sind, gebe ich in der Tabelle II die Wintermittel nach der 8jährigen Periode. Es kommt seit 1824 nur eine Ausnahme vor: 1850; alle anderen Winter sind wenigstens 1.4° wärmer als das 150jährige Mittel, sechs davon über 3°. Mit Sternen sind die sechsten Jahre der 9jährigen Periode bezeichnet; auch in dieser ist in 80 Jahren nur ein Winter unter dem Mittel, alle anderen sind wenigstens 1.1° zu warm.

Tabelle II. Abweichungen der Wintertemperatur von Stockholm vom 150jährigen Mittel.

	0	1	2	3	4	5	6	7
1752	—	—	—	—	—	— 0.7	— 1.3	1.5
1760	— 3.1	0.4	0.9	— 0.6	2.0	— 0.3	— 1.1	— 4.0
1768	— 0.9	2.3	— 0.3	— 2.6	— 2.5	0.7	— 2.5	— 0.1
1776	— 0.2	— 0.7	0.1	3.0	— 1.7	— 0.9	— 0.7	— 0.5
1784	— 1.9	— 1.8	— 0.9	1.0	— 2.2	— 4.5	4.9	3.6
1792	— 0.6	1.7	1.4	— 2.1	2.1	1.4	0.9	— 2.6
1800	— 2.9	0.5	— 1.3	— 3.2	— 3.1	— 4.0	— 0.1	1.2
1808	— 0.3	— 6.4	1.9	— 0.2	0.7	— 0.5	— 6.0	0.8
1816	— 1.4	2.9	— 1.2	3.9	— 1.8	— 0.6	4.3	— 0.1
1824	4.3*	1.9	1.4	— 0.9	0.6	— 3.1	— 2.9	— 2.2
1832	2.1	1.8*	1.4	2.1	— 0.4	0.1	— 3.9	0.4
1840	0	— 2.3	3.3*	2.8	— 1.6	— 1.2	0	— 2.0
1848	0.3	0.2	— 1.2	1.9*	1.3	0.6	0	— 3.1
1856	— 1.8	0.1	2.6	2.0	— 0.5*	— 1.8	— 1.4	3.3
1864	1.2	— 0.8	3.1	— 1.4	— 1.7	2.0*	0.3	— 4.9
1872	1.8	2.6	3.3	— 3.5	— 0.7	— 2.3	2.5*	— 1.7
1880	0.9	— 3.2	3.6	0.6	2.0	0.9	0.9	2.3*
1888	— 1.1	0.9	2.6	0.8	0.1	— 4.2	3.0	— 0.9
1896	2.1*	— 0.1	3.4	1.5	— 0.8	— 0.1	0.3	1.1
1904	1.6	1.1*	3.0					

Die Zahl der sehr warmen Winter ist aber kleiner als in den zweiten Jahren der 8jährigen Periode, 2 statt 6.

Aus der Tabelle II ist zu sehen, daß in den Jahren 1808 bis 1863 die dritten Jahre etwas wärmer waren als die zweiten; es hat den Anschein, als ob die Periode etwa 7.9 umfaßt statt 8 Jahre. In früheren Jahren ist keine solche Wärme, weder des zweiten noch des dritten Jahres, vorhanden. Um zu zeigen, wie scharf die Er-

Digitized by Google

scheinung in den letzten 90 Jahren ausgeprägt ist, habe ich in der Tabelle III die Abweichung der dritten bzw. zweiten Jahre vom Mittel und diejenigen der wärmsten zwischenliegenden Winter zusammengestellt.

Tabelle III.

	Jahre der Periode				Mittel der wärmsten dazwischen			
	Dezember	Januar	Februar	Winter	Dezember	Januar	Februar	Winter
Drittes Jahr der 8jährigen Periode 1819/1859	2.5	2.6	1.4	2.2	3.6	3.2	3.9	2.2
Zweites Jahr der 8jährigen Periode 1866/1906	2.4	4.8	2.3	3.2	2.4	3.1	4.0	2.4
Drittes bzw. zweites Jahr 1819/1906	2.4	3.7	1.9	2.7	3.0	3.2	3.8	2.2

In 1866 bis 1906 und im Mittel 1819 bis 1906 hat der Januar des warmen Winters die größte +-Abweichung, dann kommt der Winter, Dezember und endlich Februar. Im Januar und im Winter ist die +-Abweichung selbst größer als im Mittel der wärmsten dazwischenliegenden Winter. Für den Dezember und Februar ist letztere größer, in der Periode 1819 bis 1859 auch für den Januar.

Also jedes achte Jahr kommt in Stockholm ein sehr warmer Winter, wobei der Januar am meisten, der Februar am wenigsten an dieser Abweichung teilnimmt. Da, namentlich im Winter, sich gleichsinnige Abweichungen vom Mittel auf große Entfernungen erstrecken, sind diese Erscheinungen jedenfalls in einem großen Teile Europas zu finden. Für Petersburg habe ich sie schon früher konstatiert.

Eine ebensolche Rechnung für das sechste Jahr der 9jährigen Periode gibt für die Jahre 1833 bis 1905, wo die Erscheinung am meisten ausgeprägt ist, folgende Abweichungen:

Sechstes Jahr der Periode . .	1.8
Wärmste dazwischen	3.0

Also bei weitem nicht so ausgeprägt, wie für die zweiten Jahre der 8jährigen Periode.

Die Herren Pettersson und Meinardus haben gezeigt, eine wie große Ausnahme die Winter 1887 und 1888 waren von der Regel der letzten 40 Jahre — warme paare und kalte unpaare Winter.

Nun ist 1888 das sechste kalte Jahr der 7jährigen Periode und 1887 das sechste warme Jahr der 9jährigen Periode; 1887 ist ein siebentes, 1888 ein Nulljahr der 8jährigen Periode, welche sich nicht besonders unterscheiden, wie aus Tabelle I zu sehen.

Ich habe auch Berechnungen der Jahresmittel angestellt; sie geben ein unentschiedenes Resultat für die ganze Zeit, etwas mehr ausgeprägt für die letzten 50 Jahre der 7jährigen Periode. Ich gebe zwei Beispiele:

Abweichung:

Jahr der Periode	0	1	2	3	4	5	6	7
7jährige Periode 1854/1906 . .	0.41	−0.15	−0.66	0.10	−0.36	0.18	0.55	−1.06
8 „ „ 1864/1906 . .	−0.11	0.12	0.52	−0.58	−0.06	−0.26	0.06	−0.32

Ich bin nicht geneigt, irgend eine kosmische Wirkung anzunehmen in den behandelten Perioden, sondern eher eine Verlagerung der Gebiete hohen und niederen Druckes, und zwar derart, daß in Wintern hoher Temperatur im Norden Europas, dieselbe niedrig ist im Süden und namentlich im Südosten. Für die 2jährige Periode der Temperatur wie der Eisbedeckung der Flüsse habe ich Be-

Digitized by Google

rechnungen angestellt, welche dies zeigen. Jedoch es scheint, daß in den im Norden spezifisch warmen zweiten Wintern der 8jährigen Periode sich die warme Zone mehr nach Süden erstreckt als in anderen paaren Wintern, etwa Zentraleuropa und Süd-Zentralrußland noch einschließend.

Regenintensität und Regendauer in Batavia.

Von A. Woeikof.

In dem LXIV. Bande der „Natuurkund. Tijdschrift voor Nederlandsch Indië" findet sich eine Arbeit von Figee über die Regen von Batavia von 1879 bis inkl. 1901, nach den Angaben eines Autographen von Beckley, welcher es ermöglicht, die während 5 Minuten gefallene Regenmenge zu messen. In der Tabelle wird jeder einzelne ununterbrochene Regen angeführt nach Zeit des Anfanges, Dauer in Minuten und Menge.

Die Platzregen nach dem Vorschlage Riggenbachs, d. h. diejenigen, welche wenigstens 20 mm pr. Std. geben, sind durch Sternchen bezeichnet. Dies erleichterte mir die Aufgabe, die während dieser Regen gefallene Menge und ihre Dauer für die einzelnen Monate zu berechnen und dann die während aller Regen (A) und mit Ausschluß der Platzregen per Stunde gefallene Regenmenge (B) zu geben (Tab. I).

Ich nahm mir die 20 Jahre 1879 bis 1898; die fehlenden Monate März bis Juni 1883 wurden durch die entsprechenden Monate des Jahres 1899 ersetzt. Wie aus der Tabelle zu sehen, bilden die Platzregen einen kleinen Teil der Regenmenge in der eigentlichen Regenzeit (Dezember bis März) und im trockensten (August), und bis zu $^1/_3$ in den Übergangsmonaten April und Oktober.

Tabelle I.

	Jahr mm	Jan. mm	Febr. mm	März mm	April mm	Mai mm	Juni mm	Juli mm	Aug. mm	Sept. mm	Okt. mm	Nov. mm	Dez. mm
Regenmenge	1697	299	292	212	134	85	90	69	26	60	101	127	202
Davon als Platzregen .	366	56	53	24	47	22	25	17	5	19	33	31	33
Per Tag	12.3	15.0	16.6	12.9	10.0	10.4	11.4	12.2	7.7	10.2	11.6	7.9	12.2
Per Stunde A [1] .	5.5	4.7	6.0	5.6	6.2	6.1	7.1	6.3	5.0	8.0	7.5	5.3	6.0
Per Stunde B [2] .	5.0	4.0	5.0	4.5	4.3	4.4	5.5	5.0	4.2	5.6	5.5	4.1	4.4
Minimum [3]	1.2	2.7	3.5	1.2	1.8	2.4	3.4	2.2	1.3	2.4	1.7	2.6	1.7
Maximum [4]	30.4	9.9	11.4	12.2	15.0	14.8	15.0	14.5	26.6	16.5	30.4	12.9	10.1

Die mittlere Regenmenge per Stunde ist keineswegs so groß, wie nach den landläufigen Begriffen über tropische Regen, namentlich nach Ausschluß der Platzregen; die Mittel der Monate bewegen sich, nach dieser Art der Berechnung, in den Grenzen 4.0 bis 5.6 mm pr. Std., und ohne Ausschluß der Platzregen zwischen 4.7 und 8.0. Nach beiden Arten der Berechnung hat Januar die kleinste, September die größte Regenintensität. Ich habe auch die Intensität (mit Platzregen) für alle Monate aller Jahre berechnet und gebe in den zwei letzten Zeilen die kleinsten und größten Zahlen. Ich habe besonders regenarme Monate ausgeschlossen aus diesen Zeilen, sonst wäre das Minimum 0.7 (Juli) und das Maximum 38.0 (Juni).

---

[1]) Alle Regen.
[2]) Ohne Platzregen.
[3]) Ausgeschlossen sind Monate mit weniger als 5 mm Regen.
[4]) Desgleichen mit weniger als 20 mm.

Digitized by Google

Ich gebe in der Tabelle II die besonders intensiven Regenfälle individuell, wobei ich in folgender Art verfuhr: Für die 5 Minuten dauernden Fälle nahm ich 1.2 pr. Min. und darüber, 10 und 15 Minuten 1.0, 20 und 25 Minuten 0.9, 30 bis 55 Minuten 0.8, 60 bis 85 Minuten 0.7, 90 bis 115 Minuten 0.6, 120 und darüber 0.5 pr. Min. und darüber.

Tabelle II. Größte Regenmengen auf eine Stunde reduziert.

Monat	pr. Std. mm	Dauer Min.	Monat	pr. Std. mm	Dauer Min.	Monat	pr. Std. mm	Dauer Min.	Monat	pr. Std. mm	Dauer Min.
Juli . . .	112.0	15	April . .	62.7	35	Dezember	50.1	65	Mai . . .	44.0	60
April . .	97.0	30	Oktober .	62.1	40	Juli . . .	50.0	75	Juli . . .	42.0	60
Dezember	95.2	25	Dezember	60.0	50	September	49.3	40	Februar .	41.1	185
April . .	80.0	30	Januar . .	60.0	30	Januar . .	48.1	45	Januar . .	40.0	90
Januar .	78.0	5	Oktober .	60.0	10	Oktober .	48.0	50	Januar . .	39.3	180
November	64.0	15	Juni . . .	57.6	50	Oktober .	48.0	30	September	33.8	115
Juli . . .	64.0	15	Dezember	56.0	30	April. . .	46.0	55	April . .	30.2	150
Januar . .	63.0	10	Februar .	53.5	55	April. . .	44.1	210	Juli . . .	30.0	100

Diese Tabelle zeigt, daß die Intensität der in 20 Jahren in Batavia beobachteten Platzregen nicht die Maxima erreicht, welche wiederholt in den mittleren Breiten in Europa und den Vereinigten Staaten vorkamen.

So z. B. gaben folgende Platzregen:

	Menge mm	pr. Std. mm
In Ardschis (Rumänien)	205	612
Galveston (Texas)	35	456
Korovenzi (Gouvernement Poltava)	56	336
Campo (Kalifornien)	292	294
Aweide (Ostpreußen)	23	276
Tanabe (Japan)	122	186

(Dies ist ein Teil des Regenfalles von 902 mm, welcher von Dr. Knipping in der „Meteor. Zeitschr." beschrieben ist.)

Bei der Kürze dieser Regenfälle (außer demjenigen in Campo) wäre es besser, die Intensität per Minute zu geben, jedoch zum besseren Vergleiche mit den Tabellen für Batavia gebe ich die Zahlen auf die Stunde reduziert.

Es schien mir auch interessant, die größten ununterbrochen gefallenen Regenmengen individuell anzuführen. Ich nahm 70 mm als untere Grenze an. Die größte ununterbrochene Regenmenge fällt meistens mit der größten Menge per Tag zusammen und ist eher größer als letztere. In der ersten Kolonne ist der Monat angegeben, dann folgt die ganze Menge, dann die Menge per Stunde, endlich die Anfangsstunde.

Tabelle III. Größte ununterbrochene Regen.

Monat	mm	pr. Std. mm	Anfang Stunde	Monat	mm	pr. Std. mm	Anfang Stunde	Monat	mm	pr. Std. mm	Anfang Stunde
Januar . .	276	22.3	16	Februar .	102	27.6	3	Juni . . .	80	34.8	14
Februar .	183	26.2	4	Februar .	100	23.2	4	Dezember	80	5.5	17
Dezember	166	12.4	22	Februar .	99	10.6	2	April . .	76	30.2	20
April . .	155	44.1	20	Januar . .	97	20.0	2	Januar . .	75	10.7	1
März . . .	127	40.9	0	März . . .	93	19.6	1	Juli . . .	75	50.0	19
Juni . . .	119	12.6	18	April . .	89	63.6	20	Juli . . .	75	17.4	17
Januar . .	118	39.3	6	Februar .	85	12.4	4	Februar .	72	11.2	22
Juli . . .	117	5.6	23	Februar .	84	7.7	0	Juni . . .	71	24.5	15
Februar .	116	20.4	3	November	82	17.4	16				
Juni . . .	108	21.6	9	Oktober .	80	13.3	0				

Alle großen Regenfälle fingen im Februar und März in der Nacht an, im April alle um 20^h, und zwar sind die großen Regenfälle dieses Monats besonders intensiv; in den anderen Monaten sind die Stunden wechselnde. Der überhaupt größte in Batavia registrierte Regenfall, 276.5 mm, vom 18. bis 19. Januar 1892 gehört kaum in die Kategorie der Platzregen nach Riggenbach.

Digitized by Google

Allen diesen Regen den gleichen Wert beigelegt, erhalte ich für die mittlere Intensität der um folgende Stunden anfangenden Regen:

Nacht (22 bis inkl. 4^h) . . . . . 17.9 mm (14 Fälle)
19 und 20^h . . . . . 47.0 „ (4 „)
Nachmittag (14 bis inkl. 18^h) . . 17.7 „ (7 „)

Die in der Nacht anfangenden sehr großen Regen sind sogar etwas ergiebiger als die am Nachmittage anfangenden, am intensivsten die am frühen Abend beginnenden. Von den sehr großen Regen war der am 6. bis 7. Dezember 1898 besonders wenig intensiv, ebenso auch der am 2. bis 3. Juli 1895; der erste begann am frühen Abend, der letzte in der Nacht.

Weiter (Tabelle IV) gebe ich einige Beispiele sehr schwacher Regen, längerer wie auch kürzerer Dauer, in verschiedenen Monaten. Diese Beispiele ließen sich sehr erheblich vermehren, denn solche Fälle sind in Batavia häufig. Solche Regen würden sogar im Spätherbst im nördlichen Rußland zu den sehr schwachen gezählt werden.

Tabelle IV. Beispiele schwacher Regen in Batavia.

Monat	Menge mm	Dauer Min.	pr. Std. mm	Monat	Menge mm	Dauer Min.	pr. Std. mm	Monat	Menge mm	Dauer Min.	pr. Std. mm
Januar . . .	1.8	180	0.6	April . . .	0.5	35	0.9	Mai	0.4	30	0.8
Januar . . .	2.5	195	0.8	April . . .	0.2	30	0.4	Januar . . .	3.6	470	0.5
Februar . .	1.0	30	0.5	Juni	0.4	65	0.3	März	2.3	420	0.3
September .	3.0	225	0.8	November .	0.3	25	0.8	Dezember .	2.7	660	0.25
März . . .	1.0	120	0.5	Dezember .	3.0	250	0.7				

Endlich gebe ich noch eine Tabelle für dreistündliche Intervalle, für den regenreichsten Monat (Februar), den regenärmsten (August) und die zwei Monate mit den ergiebigsten Regen (September und Oktober). In dieser Tabelle hat der Ausdruck „Regenwahrscheinlichkeit" einen anderen Begriff als der gewöhnliche, er zeigt, wie viel auf 1000 Stunden Regenstunden entfallen. So sehen wir, daß im Februar es $^1/_{10}$ der Zeit regnet in den Stunden 3 bis 6, im August in denselben Stunden in $^1/_{100}$ der Zeit und zwischen 9 bis 12 Uhr in $^1/_{500}$.

Tabelle V. Verteilung auf 3stündliche Intervalle.

Stunden	Regendauer pr. Mille				Regenwahrscheinlichkeit pr. Mille				Intensität mm pr. Std.			
	Februar	August	Septbr.	Oktbr.	Februar	August	Septbr.	Oktbr.	Februar	August	Septbr.	Oktbr.
0— 3	141	106	130	114	82	6	12	16	5.2	4.2	6.0	6.9
3— 6	173	171	102	61	100	10	9	9	5.9	4.9	4.8	5.3
6— 9	119	111	36	46	69	6	3	7	6.6	2.0	2.6	3.8
9—12	76	35	40	71	44	2	3	10	6.9	4.8	10.6	8.7
12—15	96	121	108	165	56	7	10	23	5.6	6.9	9.7	9.4
15—18	126	112	169	187	73	6	15	27	6.3	6.4	8.4	9.5
18—21	146	211	259	224	85	12	23	32	5.8	5.7	9.6	6.2
21—24	124	134	155	132	71	8	14	19	5.8	3.8	5.4	6.7
Tag	—	—	—	—	72	7	14	18	5.95	5.0	8.0	7.5

Die seltensten Regen kommen im Februar und August in denselben Stunden vor — am Vormittage —, im September und Oktober früher, zwischen 6 bis 9, die häufigsten im August, September und Oktober in den frühen Abendstunden (18 bis 21), während der Februar zu dieser Zeit nur ein relatives Maximum hat, das absolute früh morgens (3 bis 6). September hat die ausgeprägteste Periode der Regenhäufigkeit, Februar die am wenigsten ausgeprägte.

Dasselbe ist für die Intensität der Regen zu bemerken. Im Februar schwankt sie nur zwischen den Grenzen 5.2 und 6.9 mm pr. Std., im September zwischen 2.6 und 10.6.

Ich bemerke noch, daß eine 20jährige Periode zu kurz ist für eine sichere Bestimmung der Regenintensität, namentlich in den regenreichen Monaten. Ein

Digitized by Google

bedeutender Platzregen hat eine große Wirkung. Selbst im regenreichen Februar unterscheiden sich die 10jährigen Mittel noch sehr von einander, wie aus folgendem zu sehen:

	Februar	
	1879/88	1889/98
0— 3 . . .	5.3	5.0
3— 6 . . .	5.4	6.4
6— 9 . . .	5.8	7.3
9—12 . . .	5.6	8.7

	Februar	
	1879/88	1889/98
12—15 . . .	5.5	5.7
15—18 . . .	5.7	6.6
18—21 . . .	5.3	6.1
21—24 . . .	6.2	5.2

Bemerkungen über tropische Regen überhaupt.

Der westliche Teil von Java ist ein klassischer Boden für das Studium tropischer Regen geworden, denn in Buitenzorg, in der Nähe von Batavia, machte Wiesner seine Untersuchungen über Größe der Regentropfen und die in sehr kurzen Zeiten gefallenen Regenmengen mit einer früher nicht erreichten Präzision. Die Arbeiten dieses Botanikers zerstörten die Legende der „in Wasserfäden fallenden Tropenregen“ und Dr. Figee gibt uns in seiner Arbeit über Batavia die ersten langjährigen Daten über wirkliche Regendauer und entsprechende Regenmenge in Batavia. Diese wichtige Arbeit gab mir das Material zu der vorausgehenden Studie. Ich will hier noch einige weitere Schlüsse ziehen:

Wir wissen jetzt nicht nur, daß die Tropenregen nicht „in Wasserfäden“ fallen, sondern auch, daß die Tropenregen sehr verschieden sind nach Intensität, Tages- und Jahreszeit des Maximums usw. Diese Zeitschrift hat schon wiederholt Nachrichten über vorwaltende Nachtregen in verschiedenen Teilen der Tropen veröffentlicht. Daher wäre eine größere Anzahl Regenautographen, welche die wenigstens in 5 Minuten gefallene Regenmenge messen, sehr erwünscht, ebenso ihre Bearbeitung und Druck. Es wäre jedoch zu wünschen, daß die Bearbeitung etwas ausführlicher sei als in der erwähnten Arbeit des Dr. Figee, bis zu 5 Minuten bei sehr intensiven Regenfällen, wie dies in den Monthly Weather Reviews in den Vereinigten Staaten geschieht.

Im Ostindischen Archipel sind schon mehrere Regenautographen aufgestellt. Vom Jahre 1902 an werden die Beobachtungen zweier Stationen auf Java, des sehr regenreichen Buitenzorg und des relativ regenarmen Pasuruan, zusammen mit denjenigen von Batavia gedruckt, und seit 1905 sind solche Regenmesser in Padang (Sumatra), Pontianak und Amboina aufgestellt; alle drei sehr regenreiche Stationen.

Auf den Antillen sind 12 Regenautographen aufgestellt und die Beobachtungen während der intensivsten Regen werden in der Monthly Weather Review von 5 zu 5 Minuten publiziert.

Ich nahm diese Zahlen für 2 Jahre, und es fand sich, daß der intensivste Regenfall nicht über 3.1 mm pr. Min. oder 186 mm pr. Std. betrug, also auch erheblich hinter den Maximis in mittleren Breiten blieb.

Ich habe schon lange aus eigener Erfahrung, und namentlich nach Aussagen glaubwürdiger Einwohner, behauptet, daß bei weitem nicht alle Regen in den Tropen als Platzregen fallen, daß unsere Landregen auch dort bekannt sind. An der pazifischen Küste von Mexiko und Guatemala haben sie auch einen besonderen Namen (temporal[1]).

Es scheint mir möglich, folgende Schlüsse zu ziehen:

1. Die Intensität der tropischen Regen ist im Mittel größer als in mittleren Breiten.

[1]) S. „Reise von Mexico nach Guatemala“, Peterm. Mitt. 1882.

Digitized by Google

2. Der Unterschied ist nicht sehr groß.

3. Die intensivsten Platzregen sind bis jetzt in mittleren Breiten beobachtet worden.

4. „Landregen", und selbst sehr feine, schwache Regen, sind in vielen Gegenden der Tropen bekannt und haben selbst besondere Namen [1]).

5. Die größten Regenfälle an einem Tage sind außerhalb der Tropen beobachtet worden, so in Cherrapunschi (Assam) 1040 mm, in Tanabe in Japan 902 mm und an zwei anderen Orten im nördlichen Indien über 800 mm.

6. Es ist wahrscheinlich, daß die intensivsten Regen in den Tropen während großer Zyklonen fallen.

7. Eine größere Zahl Regenautographen und detaillierte Bearbeitung der Resultate, wenigstens für die intensivsten Regen, ist wünschenswert.

8. Es wäre besonders interessant zu wissen, ob auch in den Tropen, wie in mittleren Breiten, die große Regenmenge der Stationen an der Windseite der Berge nicht von der größeren Intensität, sondern von der längeren Dauer der Regen abhängt, was ich wahrscheinlich finde.

Klima von Urfa, Ober-Mesopotamien, nach sechsjährigen Beobachtungen.

Von Dr. med. H. Christ.

Herr Dr. Christ (Basel, Schweiz) hatte die Güte, uns die Ergebnisse seiner sechsjährigen meteorologischen Beobachtungen zur Veröffentlichung in der Meteorologischen Zeitschrift zur Verfügung zu stellen. Wir können hier leider aus den uns für die einzelnen Jahrgänge detailliert vorliegenden Beobachtungsdaten nur einen Auszug veröffentlichen. Die Berechnungen sind von Herrn Dr. Christ selbst durchgeführt worden. Der Autor bildet die Temperaturmittel nach dem Schema (Sonnenaufgang + Mittag + 2 mal Sonnenuntergang) : 4. Diese Mittel finden sich hier mitgeteilt für die einzelnen Jahrgänge. Unsere Übersichtstabelle enthält dagegen die fünfjährigen Monatsmittel 1901/1905 aus: Sonnenaufgang, Mittag und Sonnenuntergang; die Mittel sind also hier anders gebildet, Sonnenuntergang nur mit Gewicht 1. Es dürfte dies richtigere Tagesmittel geben.

Die Zeiten des Sonnenaufgangs und des Sonnenuntergangs für 37° n. Br. sind:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Vormittag . .	7.2	6.7	6.1	5.4	4.9	4.6	4.9	5.3	5.7	6.2	6.7	7.1
Nachmittag . .	5.1	5.7	6.1	6.6	7.0	7.4	7.3	6.9	6.1	5.4	4.8	4.7

Diese Zeitangaben könnten dazu dienen, die Mittel aus (Sonnenaufgang + Mittag + Sonnenuntergang) : 3 auf wahre Mittel zu korrigieren. Urfa liegt am Südrande des großen Plateaus von Kleinasien gegen die Ebene von Unter-Mesopotamien. Die Seehöhe wird in der neuen Karte von Maunsell: Turkey in Asia (The Geogr. Journal, August 1906) zu 1850 Fuß angegeben, was zwischen den älteren Angaben die Mitte hält und hier adoptiert worden ist. Das von Dr. Christ geleitete Spital liegt im Innern der Stadt, die Temperaturangaben dürften deshalb etwas zu hoch sein.

[1]) Von den Westküsten von Südamerika und Afrika wissen wir dies schon lange; ich habe nicht diese abnormen Klimate im Sinne, sondern andere Tropengegenden.

Digitized by Google

Klima von Urfa (Mesopotamien).

37° 13′ n. Br., 38° 47′ östl. v. Gr. 564 m (1900/1905).

	Temperatur 1901/1905				Temperatur					Relative Feuchtigkeit				Mittlere Bewölk.
	Sonnenaufgang	Mittg.	Sonnenuntergang	Mittel	Absolute Extreme 1900/1905 der Monate und des Jahres Mittel		Schwkg.		Absolut	Sonnenaufgang	Mittg.	Sonnenuntergang	Mittel	
Jan . .	1.9	6.3	4.3	4.2	— 2.9	11.9	14.8	— 5.0	15.0	59	47	51	52	4.0
Febr. . .	4.7	11.9	9.3	8.6	— 0.2	16.1	16.3	— 5.5	20.6	63	45	52	53	4.5
März . .	7.3	14.6	11.9	11.3	2.1	21.9	19.8	— 1.0	28.4	62	39	49	50	4.8
April . .	11.9	21.3	17.5	16.9	7.5	28.0	20.5	5.0	31.9	59	35	41	44	3.5
Mai . . .	17.0	26.9	22.9	22.3	11.8	33.6	21.8	7.5	36.3	49	27	31	35	2.7
Juni . .	21.7	33.0	28.8	27.8	16.4	38.6	22.2	12.0	41.3	42	25	26	30	0.9
Juli . . .	25.8	36.8	33.3	32.0	21.3	40.6	19.3	19.0	43.7	37	23	24	27	0.4
Aug. . .	25.5	36.0	32.8	31.4	20.8	40.4	19.6	19.5	42.5	39	25	25	29	0.5
Sept. . .	21.1	30.9	28.2	26.7	14.0	35.3	21.3	11.0	38.8	40	27	27	30	1.0
Okt. . .	15.7	24.2	21.6	20.5	10.7	30.8	20.1	9.0	32.5	45	31	31	35	2.4
Nov. . .	9.8	15.9	13.5	13.1	5.4	21.9	16.5	3.1	25.0	61	42	50	51	3.9
Dez. . .	4.8	9.8	7.9	7.5	0.5	15.0	14.5	— 7.0	16.5	59	43	48	50	4.7
Jahr . .	13.9	22.3	19.3	18.5	— 3.9	40.9	44.8	— 7.0	43.7	51	34	38	48	2.8

	Regen-		Tage	Tage mit			Häufigkeit der Winde in Prozenten							
	Menge	Tage	heiter	Gewitter	Nebel	Schnee	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Jan. . . .	72	8.5	15	0.0	2.0	1.6	14	10	10	9	3	6	14	34
Febr. . . .	63	8.7	10	0.3	1.0	0.4	11	13	13	11	7	8	15	22
März . . .	70	12.0	10	1.2	1.0	0	9	12	12	14	6	9	19	19
April . . .	29	8.5	14	1.8	0.5	0	9	6	6	12	7	10	16	34
Mai	15	4.8	19	2.5	0	0	11	11	4	4	2	15	12	41
Juni . . .	1	0.7	26	1.5	0	0	11	4	2	4	2	13	20	44
Juli	0	0.5	30	0.4	0	0	6	8	2	3	4	11	12	54
Aug. . . .	0	0.3	28	0.3	0	0	11	7	5	3	2	14	15	43
Sept. . . .	3	0.8	26	0.7	0	0	12	8	2	4	6	15	12	41
Okt. . . .	12	3.2	21	0.7	0.3	0	9	6	2	8	5	14	12	44
Nov. . . .	45	7.8	15	0.2	2.0	0	15	11	8	17	3	5	11	30
Dez. . . .	68	9.8	14	0.0	3.0	0.4	15	15	18	9	7	2	15	19
Jahr . . .	378	65.6	228	9.6	9.8	2.4	11	10	7	8	5	10	14	35

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Temperaturmittel[1]).													
1900 . . .	6.8	9.8	11.5	18.1	22.3	26.8	31.1	31.6	26.7	22.0	11.9	8.5	18.9
1901 . . .	4.1	11.7	15.9	20.0	21.5	28.4	33.1	32.3	28.0	20.9	13.5	10.5	20.0
1902 . . .	6.2	9.6	10.7	16.3	24.2	29.2	31.0	31.9	27.0	20.7	12.1	7.6	18.9
1903 . . .	3.8	7.7	10.3	17.6	24.4	28.0	32.5	31.4	26.1	19.4	11.3	8.8	18.4
1904 . . .	3.8	9.7	10.6	15.4	20.0	28.7	32.4	31.2	27.0	21.4	13.7	5.9	18.3
1905 . . .	3.2	5.4	9.6	16.0	22.0	26.2	32.6	32.2	27.4	21.5	15.2	5.3	18.1
Mittel . .	4.6	9.0	11.4	17.2	22.4	27.9	32.1	31.8	27.0	21.0	12.9	7.8	18.8
Niederschlagsmenge.													
1900 . . .	99	138	95	5	5	0	2	0	0	2	5	59	410
1901 . . .	59	7	13	10	34	6	0	0	2	8	28	61	228
1902 . . .	118	93	35	59	5	0	0	0	0	28	109	67	514
1903 . . .	43	69	51	27	0	0	0	3	7	11	35	58	304
1904 . . .	40	34	132	48	36	0	1	0	0	13	72	102	478
1905 . . .	75	36	92	25	12	0	0	0	8	8	20	63	339
Mittel . .	72	63	70	29	15	1	0	0	3	12	45	68	378

Bei der Seltenheit vertrauenswerter Daten über das Klima des Innern von Kleinasien muß man Herrn Dr. Christ sehr dankbar sein für seine sechs Jahre hindurch fortgeführten regelmäßigen meteorologischen Aufzeichnungen zu Urfa. Die Ergebnisse des ersten Jahrganges (1900) dieser Beobachtungen mit Bemerkungen über die Aufstellung der Instrumente und mit phänologischen Beobachtungen findet man in dieser Zeitschrift 1901, S. 538 usw.

Wir geben oben eine Zusammenstellung der Beobachtungsergebnisse 1900/1905 und lassen später Bemerkungen folgen über Besonderheiten der einzelnen Jahrgänge. Die Mittel der Bewölkung zu den drei Tageszeiten mögen noch vorangestellt werden nach den Aufzeichnungen 1903/1905.

[1]) Mittel aus: (Sonnenaufgang + Mittag + 2 Sonnenuntergang) : 4.

Digitized by Google

Mittel der Bewölkung um Sonnenaufgang, Mittag und Sonnenuntergang.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
					Sonnenaufgang.							
3.8	3.9	4.0	2.8	2.7	0.4	0.2	0.4	0.8	1.5	3.2	4.6	2.3
					Mittag.							
4.0	4.3	5.4	3.9	2.7	1.5	0.5	0.6	0.9	2.2	3.9	4.4	2.9
					Sonnenuntergang.							
3.7	3.9	4.8	3.3	2.7	1.0	0.5	0.7	1.0	1.9	3.2	4.7	2.6

Die tägliche Periode der Bewölkung ist demnach ziemlich unbedeutend. Im allgemeinen sind die Morgenstunden am heitersten, mit Ausnahme des Dezember.

Zusammenstellung der Jahresergebnisse 1900/1905.

	Temperatur in C°						Feuchtigkeit der Luft						
	Sonnenaufgang	Mittg.	Sonnenuntergang	Tagesmittel	Extreme Min.	Extreme Max.	Sonnenaufgang	Mittg.	Sonnenuntergang	Tagesmittel	Bewölkung	Helle Tage	Regentage
1900 . . .	14.5	24.4	18.3	18.9	0.0	43.7	—	—	—	—	31	185	66
1901 . . .	15.3	24.4	20.1	20.0	— 3.1	41.3	—	—	—	—	27	229	54
1902 . . .	14.2	22.3	19.5	18.9	— 5.5	39.0	56	38	43	45	31	229	83
1903 . . .	13.6	21.3	19.4	18.4	— 4.0	41.0	51	35	38	41	26	239	59
1904 . . .	13.4	21.9	19.0	18.3	— 3.5	40.0	52	34	38	41	28	228	71
1905 . . .	13.2	21.6	18.7	18.1	— 7.0	40.5	47	31	35	37	23	253	61
Jahresmittel	14.0	22.7	19.2	18.8	— 7.0	43.7	52	35	39	41	28	227	66

	Regenhöhe in mm											
	Jahressumme	Durchschnittl. Monatsmenge	Größte Monatsmenge	Größte Tagesmenge	Gewittertage	Schneetage	Regenlose Monate	Nebeltage	Ankunft der Störche	Beginn der Kornernte	Ende der Kornernte	Erste reife Trauben
1900 . .	409.8	34.2	138.1 (Febr.)	50.0 (Jan.)	14	2	3	11	12. März	—	27. Juni	—
1901 . .	227.3	18.9	61.1 (Dez.)	25.7 (Dez.)	16	6	2	12	3. „	—	—	—
1902 . .	514.4	42.9	118.5 (Jan.)	50.0 (Jan.)	4	0	3	9	4. „	11. Mai	10. Juni	8. Juli
1903 . .	304.2	25.4	69.4 (Febr.)	20.9 (März)	5	0	2	7	23. Febr.	—	—	—
1904 . .	478.3	39.9	131.7 (März)	33.3 (März)	11	3	3	13	5. März	16. Mai	29. Juni	5. Juli
1905 . .	340.4	28.4	92.5 (März)	26.5 (März)	7	3	3	7	10. „	29. „	—	8. „
Jahresmittel	379.1	31.6	138.1	34.4	9.5	2.3	3	10.0	5. „ [1])	19. „	22. Juni	7. „

Die speziell für den Getreidebau (Hauptprodukt des Landes) maßgebenden Monate September bis April inkl. ergaben folgende Regenmengen:

1900/01	154.3 mm	(ganz ungünstig!)
1901/02	404.5 „	(sehr günstig)
1902/03	394.3 „	(gute Mitteljahre)
1903/04	364.6 „	(gute Mitteljahre)
1904/05	416.9 „	(gute Mitteljahre)

Allgemeine Bemerkungen.

Temperatur bis Januar 1902 nach Réaumur abgelesen und umgerechnet. Von Januar 1902 an nach Celsius bestimmt, auf $^1/_2$ Grad notiert.

Feuchtigkeit der Luft, bestimmt mittels Haarhygrometer von Lamprecht nach Prozenten. (Maximum im Dezember 1905: 99 Proz.)

Bewölkung, geschätzt nach Skala 0 bis 10 und danach die Mittel ausgedrückt in Prozenten.

Tagesmittel der Temperatur, gerechnet nach Formel (Morgen + Mittag + 2 Abend) : 4.

Tagesmittel der Feuchtigkeit ebenso.

[1]) Wegzug im Jahre 1902 15. August.

Digitized by Google

Tagesmittel der Bewölkung (wo dieselbe dreimal geschätzt wurde [vom Januar 1902 an], aus dem Mittel der drei Schätzungen).

Unter Nebel sind dichte und dünne inbegriffen, den ganzen Tag bleibende und bloß partielle[1]).

Beobachtungsstation bis März 1904 innerhalb der Stadt, von da an in einem Gehöfte außerhalb der Stadtmauer, auf einem kleinen Hügel nördlich der Stadt gelegen.

Die Beobachter: Jakob Künpler, Dr. med. H. Christ.

Der Jahrgang 1900 wurde veröffentlicht in der Meteorologischen Zeitschrift November 1901, S. 538: „Zum Klima von Ober-Mesopotamien", durch Herrn Prof. A. Riggenbach-Burckhardt.

Frequenz der verschiedenen Windrichtungen in Prozenten auf die Zahl der Beobachtungen (morgens, mittags, abends) des betreffenden Monats berechnet.

NW ist fast in allen Monaten der häufigste Wind. Dies hat seinen Grund wahrscheinlich in folgendem Umstande: Die Stadt Urfa liegt an der Stelle, wo das Tal des (nur nach sehr starken Regengüssen vorübergehend fließenden) Flüßchens Kara Kojun in die Ebene ausmündet. Dieses Tal hat seine Richtung von NW her. Die Frequenz des NW ist durchweg morgens am größten. Als Beispiel sei angeführt die Frequenztabelle des Juni 1905 (mit der Anzahl der Beobachtungen ausgedrückt):

	W	NW	N	NE	E	SE	S	SW
Morgens	1	25	2	0	1	1	0	0
Mittags	8	3	1	0	1	5	3	9
Abends	13	11	1	0	0	0	0	5

Die Stadt Urfa liegt auf den Seiten SW, W, NW, N, NE von Bergen umgeben, auf den Seiten S, SE liegt die Ebene. Sämtliche Winde Urfas sind wohl kontinentale Regionalwinde. Die Stärke 4 (Skala 0 [Windstille] bis 6 [Orkan] wird sehr selten erreicht.

Bemerkungen.

1901. Im Januar: Morgentemperatur 9mal unter 0°, Min. — 3.1, 6 Tage mit Schneefall. Größter Schneefall 17. Januar. Schneedecke 12 cm (Niederschlag 21.6 mm). Zwei weitere Schneefälle 9 cm und 2 cm. Vom 28. Januar bis 27. Februar (beide inklusive) nur 0.1 mm Niederschlag! Unmeßbare Niederschläge (einige Tropfen) fanden noch statt: Im Februar 2 mal, im April 2 mal, im Juni 2 mal, im Oktober, November, Dezember je 1 mal. Der Mai hatte 7 Gewittertage.

1902. Im Januar 5 mal Morgentemperatur unter 0°, im Februar 2 mal, Min. — 5.5, im März 2 mal. Im März fielen 1 mal einige wenige Flocken Schnee — unmeßbar. Unmeßbare Niederschläge (wenige Tropfen Regen) fanden noch statt: Im April 4 mal, im August 1 mal, im September 1 mal, im Oktober 1 mal, im November 1 mal.

1903. Im Januar 14 mal Morgentemperatur unter 0°, absolutes Minimum — 4.0. 1 mal einige unmeßbare Flocken Schnee. Unmeßbare Niederschläge (einige Tropfen Regen) fanden noch statt: 1 mal im Januar, 1 mal im April, 1 mal im Mai, 4 mal im Juni, 1 mal im August.

1904. Im Januar 14 mal Morgentemperatur unter 0°, Minimum — 3.5. Im Dezember 2 mal. 10. Januar Schneefall, 21 cm hoch. 2. Februar Schneefall, 2 cm hoch.

[1]) Regentage = Tage mit Regen (kleinste meßbare Menge 0,1 mm). Schneetage = Tage mit Schnee, sind in den „Regentagen" bereits inbegriffen. Helle Tage = Tage mit Bewölkung unter 30 Proz.

Digitized by Google

Unmeßbare Niederschläge (einige Tropfen Regen) fanden noch statt: Im Februar 3 mal, im März 1 mal, im Juni 1 mal, im September 3 mal, im Oktober 1 mal. Im März 132 mm Niederschläge an 14 Tagen.

1905. Unmeßbare Niederschläge (wenige Tropfen) fanden statt: Im April 2 mal, im Mai 1 mal, im Juni 1 mal, im September 1 mal. Im Januar 16 mal Morgentemperatur unter 0°, 5 mal Abendtemperatur unter 0° (Min. — 1.5). Min. der Mittagstemperatur + 1.0 (1 mal), absolutes Minimum — 5.0°. Im Februar 7 mal Morgentemperatur unter 0°. Im Dezember 12 mal Morgentemperatur unter 0° (Min. — 7.0); 7 mal Mittagstemperatur unter 0° (Min. — 1.5); 9 mal Abendtemperatur unter 0° (Min. — 3.5). Im Dezember 2 mal geringer Schneefall, bleibt nicht liegen.

Der Dezember weist außerordentliche Temperaturschwankung und Kälte auf.

Temperatur °C.

Dezember 1905	Sonnenaufgang	Mittag	Sonnenuntergang	Tagesmittel	Min.	Max.
1.—10. inkl.	10.1	15.7	13.0	13.0	7.5	16.5
11.—20. „	4.0	6.8	5.4	5.4	— 3.0	12.5
21.—31. „	— 5.4	0.3	— 1.2	— 1.9	— 7.0	3.5
1.—15. „	8.5	14.0	11.5	11.4	3.5	16.5
15.—31. „	— 2.6	1.2	— 0.1	— 0.4	— 7.0	6.0

J. H.

Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen und die Beeinflussung der Regen- und Schneemessung durch den Wind.

Bericht der meteorologischen Abteilung des forstlichen Versuchswesens in Preußen[1]).

Von J. Schubert.

Wie das allgemeine Problem der Niederschlagsbildung für die Physik der Atmosphäre von grundlegender Bedeutung ist, so besitzt auch die Aufgabe große Wichtigkeit, den Einfluß, den einzelne mitwirkende Ursachen, wie Höhe, Meer und Wald auf die Niederschlagsverteilung ausüben, nach Sinn und Größe mit Hilfe möglichst zuverlässiger und verfeinerter Methoden zu bestimmen. Die Hauptquelle der Niederschläge ist die dynamische Abkühlung aufsteigender Luftströme. Demgemäß bringen Bodenerhebungen, welche dem Winde ein Hindernis bieten und die heranströmende Luft zum Aufsteigen veranlassen, eine deutlich erkennbare Vermehrung der Regenmenge hervor. Die Wirkung der See besteht einmal in der Lieferung großer Wasserdampfmengen für die Regenbildung. Andererseits wird aber die Luft über dem Meer und an der Küste im Sommer weniger erhitzt als über dem Binnenlande und somit eine Verringerung der aufsteigenden Luftströme bewirkt Der Wald dürfte, nach den bisherigen Beobachtungen weder als Feuchtigkeitsquelle noch infolge veränderter Temperaturverhältnisse einen wesentlichen Einfluß auf die Niederschlagsbildung haben; aber er stellt sich wie eine Bodenerhebung dem Winde hindernd in den Weg und begünstigt so das Aufsteigen der Luft und die Regenbildung. Auch können bei Nebel oder ganz niedrig streichenden Wolken die Bäume

[1]) Fortsetzung des Berichtes über Wald und Niederschlag in Schlesien. Met. Z. 1905, S. 567. Vgl. Verhandlungen des XV. deutschen Geographentages zu Danzig. Berlin 1905, S. 205. — Wald und Niederschlag in Westpreußen und Posen. Eberswalde 1905.

Digitized by Google

einen Teil des Wassers abfangen. Hinter dem Walde würde dann ein im „Regenschatten“ liegendes Gebiet geringerer Niederschläge folgen.

Die früheren Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf die Niederschlagsmenge lassen es zumeist an einer scharfen Unterscheidung zwischen der in den Regenmessern gefundenen Wassermenge und der wahren durch eine Horizontalfläche fallenden Niederschlagsmenge fehlen. Eine rühmliche Ausnahme bildet die Arbeit von H. E. Hamberg: „Über den Einfluß der Wälder auf das Klima von Schweden“ [1]). In dieser ist versucht, den Einfluß des Windes auf die Angaben der Regenmesser und den damit zusammenhängenden Unterschied zwischen den direkten Ergebnissen der Regenmessung und der wirklichen Niederschlagshöhe gebührend zu berücksichtigen.

Die von den Regenmessern aufgefangenen und zur Messung gelangenden Wassermengen bleiben hinter der wahren Niederschlagshöhe zurück, und zwar ist der Fehlbetrag an höheren, freien und daher windigen Orten größer als in der Ebene, in waldiger, geschützter Lage; demgemäß ist der Einfluß der Höhe auf die Niederschlagsvermehrung in Wirklichkeit größer, der des Waldes geringer, als es die direkten Messungen ergeben. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes gelangt man auf Grund der Hellmannschen Regenkarte für Westpreußen und Posen und der allgemeinen Bewaldungsstatistik der Kreise zu folgendem Resultat. Die jährliche Niederschlagsmenge zeigt bei einem Ansteigen der Bodenerhebung um 100 m einen wahrscheinlichen durchschnittlichen Zuwachs von mehr als 65 mm oder 12 Proz. der Jahresmenge. Einer Waldvermehrung von einem Zehntel der Gesamtfläche der beiden Provinzen würde eine Zunahme der jährlichen Regenmenge von weniger als 12 mm oder 2.3 Proz. entsprechen. Diese Werte beziehen sich auf Höhen, die zumeist zwischen 50 und 150 m liegen und auf Bewaldungsgrade von etwa 5 bis 35 Proz. Im ganzen nimmt der Wald in Westpreußen und Posen etwa 21 Proz. der Gesamtfläche ein. Als zur Aufforstung geeignetes geringes Weide- oder Ödland werden in Westpreußen 1.1, in Posen fast 0.3, im ganzen 0.7 Proz. der Gesamtfläche bezeichnet. Die mittlere Niederschlagshöhe berechnet sich für die Provinz Westpreußen zu 541 mm, für Posen zu 513 mm. In diese beiden Provinzen fällt auch „das räumlich größte Trockengebiet von ganz Norddeutschland“. Eine ähnliche Untersuchung ergab für Schlesien eine Zunahme des Niederschlages von mindestens 57 mm oder 8 Proz. für 100 m Bodenerhebung und von höchstens 8 mm oder 1.1 Proz. für eine Aufforstung von einem Zehntel der Gesamtfläche. Der entsprechende von Hamberg für Schweden festgestellte Wert beträgt 1.7 Proz., ist also mit den hier gefundenen (1.1 und 2.3) in guter Übereinstimmung. Nach Hambergs Messungen und Schätzungen würde die Zunahme des wahren Niederschlags auf etwa die Hälfte des oben angegebenen Grenzwertes, nämlich auf 0.9 Proz., festzusetzen sein.

Von der preußischen Forstakademie und Versuchsanstalt zu Eberswalde sind nach gemeinschaftlicher Beratung mit dem Meteorologischen Institut zu Berlin mehrere Regenmeßfelder eingerichtet, deren besonderer Zweck die Erforschung des vom Walde auf die Niederschläge ausgeübten Einflusses ist. Für das Regenmeßfeld bei Proskau in Schlesien hatte die vorläufige Zusammenstellung der bisherigen Beobachtungen auf den Waldstationen eine größere gemessene Niederschlagsmenge ergeben als auf der freigelegenen. Dasselbe stellte sich in Westpreußen und Posen heraus. Die Niederschlagsmessungen der 3 Jahre 1902 bis 1904 wurden nach See-

[1]) Met. Z. 1898, S. 39.

Digitized by Google

höhe und Entfernung von der Waldgrenze geordnet. Bei zwei Orten, die je 1 km von der Waldgrenze entfernt sind, ergab sich als wahrscheinlicher Mehrbetrag der Lichtung gegenüber der Außenstation im Regenmeßfeld bei Schlochau in Westpreußen 14 mm oder 2.3 Proz. und bei Obornik in Posen 4 mm oder 0.8 Proz.

Um den Einfluß des Waldes noch nach einer anderen Methode von dem der Seehöhe zu trennen, wurden außer den Niederschlagskurven auch nach den Höhenangaben der Stationen Schichtenlinien in die Karten der Versuchsfelder eingetragen. Zum Vergleich gelangten dann die Punkte innerhalb und außerhalb des Waldes, die auf ein und derselben Höhenlinie lagen. Zwei Orte in je 1 km Entfernung von der Waldgrenze zeigten hierbei als Unterschiede zugunsten der Lichtung für Schlochau 14 mm oder 2.3 Proz., für Obornik 8 mm oder 1.5 Proz. Die Übereinstimmung mit den obigen Werten ist bei Schlochau vollständig und bei Obornik ausreichend. Andererseits ist zu beachten, daß die Messungen sich nur auf 3 Jahre erstrecken und daß auf einzelnen der zum Vergleich herangezogenen Nachbarstationen die Messungen nicht einwandsfrei waren, was sich bei der Besichtigung im Sommer 1905 herausstellte. Nach dem Durchschnitt der Berechnungen würde also eine Lichtung höchstens 1 bis 2 Prozent mehr Niederschlag haben als eine Außenstation, wenn beide je 1 km vom Rande des Waldgebietes entfernt sind. Diese Angabe stellt nur einen oberen Grenzwert des Waldeinflusses dar, weil es sich um Messungsergebnisse handelt, bei denen der Windschutz noch nicht berücksichtigt ist. Wie sehr dieser von Einfluß sein kann, mag durch folgende Beispiele erläutert werden. Die Station Kelpin im Regenmeßfeld Schlochau, deren Regenmesser sehr frei dem Winde ausgesetzt war, zeigte gegenüber dem Nachbarort Prechlauermühl einen Fehlbetrag von 15 Proz. Ende Oktober 1905 hat Kelpin eine veränderte Aufstellung mit verbessertem Windschutz erhalten und ergab in 6 Monaten seither 3.4 Proz. mehr Niederschlag als die Nachbarstation. Ermittelungen bei Karzig in der Neumark ergaben folgende Vergleichswerte:

April 1903 bis Februar 1904:

Höhe m	Lichtung	Waldnähe frei	Freie Ebene frei	Domäne geschützt
3.5	92	—	79	—
1.0	100	88	88	100

Der Minderbetrag der Aufstellungen mit schlechterem Windschutz ist augenfällig. Wenn auf Waldlichtungen mehr Niederschlag gemessen wird als auf freien Stationen, so ist es angesichts dieser Zahlen klar, wie sehr die Messungsergebnisse von dem Grade des Windschutzes abhängen. Auch liegen ja zahlreiche Beobachtungen über die Beeinflussung der Niederschlagsmessung durch den Wind vor. Untersuchungen, welche die Bedeutung des Windschutzes außer acht lassen, besitzen für die Frage nach dem Einfluß des Waldes auf die Niederschläge nur beschränkte Beweiskraft. Solche Untersuchungen liefern zu hohe Zahlen für den Waldeinfluß, welche, wie wir gesehen haben, nur den Charakter oberer Grenzwerte beanspruchen können.

Zur weiteren Aufklärung dienen auch die Aufzeichnungen, die seit Herbst 1904 auf meine Veranlassung von Herrn Dr. Otto in Proskau an einem verhältnismäßig frei aufgestellten und einem gut geschützten Regenmesser gemacht werden. Die bisher gewonnenen Ergebnisse sind in folgender Übersicht zusammengestellt und in drei Gruppen nach der Zahl der Schneetage geordnet.

Digitized by Google

Niederschlag in Proskau, November 1904 bis April 1906:

		I	II	III	II und III
Geschützter Regenmesser	mm	279.9	260.7	268.9	529.6
Freier Regenmesser	„	272.5	248.0	226.6	474.6
Fehlbetrag des freien Regenmessers	Proz.	2.6	4.9	15.7	10.4
Schneeanteil des geschützten Regenmessers		0	0.19	0.58	0.39
„ „ freien Regenmessers		0	0.20	0.55	0.37
Tage mit Schnee pro Monat		0	3.5	10.7	7.4
Zahl der Monate		5	6	7	13

Der Fehlbetrag des freien Regenmessers steigt mit der Zahl der Schneetage. Um diese bemerkenswerte Gesetzmäßigkeit weiter zu verfolgen, ist noch der Anteil der gesamten Niederschlagsmenge angegeben, der als Schnee allein oder mit Regen oder Graupeln gemischt gefallen ist. Die Trennung konnte vielfach nur schätzungsweise und nur dann ausgeführt werden, wenn die Zeiten für Schnee und Regen getrennt angegeben waren. Wie natürlich, wächst der Schneeanteil mit der Zahl der Schneetage, so daß auch der Fehlbetrag des freien Regenmessers gleichen Gang mit dem Schneeanteil aufweist. Die Verteilung auf die zweite und dritte Gruppe würde nur wenig anders ausfallen, wenn man gleich nach der Größe des Schneeanteiles geordnet hätte. Für die späteren Rechnungen, bei denen alle Monate mit Schnee zusammengezogen sind, ist das ohne Bedeutung. Folgende Erwägung möge dazu dienen, eine Reduktion der gemessenen Niederschlagsmengen auf gleichen Windschutz anzubahnen. Steht ein Regenmesser in schlechterem Windschutz als ein anderer benachbarter, der als normal gelten möge, so wird er zu wenig Niederschlag auffangen und zwar wird der Fehlbetrag bei dem leichter beweglichen Schnee größer sein als beim Regen. Zeigt daher ein Regenmesser im Vergleich zu einer benachbarten Normalstation bei Schnee einen merklich größeren Fehlbetrag oder geringen Mehrbetrag als bei Regen, so wird man auf zu geringen Windschutz zu schließen haben. Das verschiedenartige Verhalten bei Schnee und Regen kann geradezu als Maß des Windschutzes dienen.

Die Niederschlagsmenge auf der Normalstation werde $= 100$ gesetzt, auf der untersuchten Station sei die verbesserte, d. h. auf gleichen Windschutz reduzierte Menge $100 + x$. Als Schnee wird auch hier wie im folgenden immer kurz der Niederschlag bezeichnet, der als Schnee allein oder mit Regen oder Graupeln gemischt gefallen ist. Beobachtet sei auf der untersuchten Station in den Regenmonaten $100 - A$, in den Monaten mit Schnee $100 - A - s\,B$, wo s den Schneeanteil bedeutet, so daß für $s = 1$, der letztere Wert gleich $100 - A - B$ wird. Der auf Rechnung des geringeren Windschutzes zu setzende Fehlbetrag ist also bei Regen $x + A$ und bei Schnee $x + A + B$. Es seien diese Größen noch einmal übersichtlich zusammengestellt:

	Untersuchte Station		
Normalstation	Beobachtung	Verbesserung	Verbessert
Regen 100	$100 - A$	$x + A$	$100 + x$
Schnee 100	$100 - A - B$	$x + A + B$	

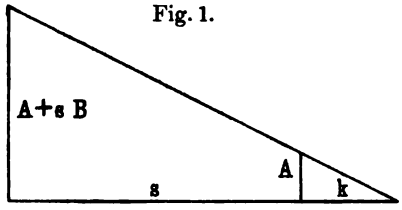
Setzt man $k = \frac{x + A}{B}$, so wird $x = k\,B - A$. Um k zu bestimmen, kann man die Ergebnisse zweier an einem Orte unter verschiedenem Windschutz aufgestellten Regenmesser benutzen. Da die Niederschlagsmenge die gleiche sein sollte, ist $x = 0$, also $k = \frac{A}{B}$. Wendet man diesen Wert für k unter gleichen oder ähnlichen Verhältnissen an, so läßt sich umgekehrt x finden. Für Proskau ist $A = 2.6$,

Digitized by Google

$A + sB = 10.4$ und beim geschützten Regenmesser $s = 0.39$. Aus der Annahme $x = 0$ folgt nach der Formel oder der folgenden Zeichnung (Fig. 1) $k = 0.13$.

Zu weiteren Beispielen mögen die nachbenannten Beobachtungen dienen. Von den beiden Regenmessern, die verglichen werden, ist immer der geschütztere vorangestellt und zur Bestimmung des Schneeanteils (s) verwandt:

Fig. 1.



2. Karzig in der Neumark, freie Ebene, Regenmesser in 1.0 und 3.5 m Höhe; April 1903 bis Februar 1904.

3. Karzig-Rahmhütte, Waldlichtung, sonst wie 2.

4. Karzig, Garten der Domäne und freie Ebene in 1.0 m Höhe; Zeit wie 2.

5. Berlin, Landwirtschaftliche Hochschule, Regenmesser mit aufrechtem und umgekehrtem Schutztrichter[1]); Dezember 1883 bis Juli 1884. Dezember bis April sind hierbei als Schneemonate genommen.

Die Resultate sind mit denen von Proskau in folgender Übersicht zusammengestellt. Man ersieht daraus, in welchem Maße die Größe k als Konstante gelten kann.

Ort	s	$A + sB$	A	B	k
1. Proskau	0.39	10.4	2.6	20.0	0.13
2. Karzig, freie Ebene	0.37	22.0	5.7	44.1	0.13
3. Karzig-Rahmhütte, Lichtung	0.45	13.4	4.4	20.0	0.22
4. Karzig, Domäne und freie Ebene	0.41	19.2	6.0	32.2	0.19
5. Berlin, Landwirtschaftliche Hochschule	0.25	15.7	6.3	37.6	0.17

Den Wert von k kann man hiernach etwa gleich 0.17 ± 0.04 annehmen. Bei den Schwankungen dürfte die Windstärke, die beispielsweise in der freien Ebene bei Karzig merklich größer ist als auf der Lichtung, mitbestimmend sein. Die hierdurch bedingte Unsicherheit wird sich verringern lassen, wenn man Werte von k zur Reduktion anwendet, die den jeweiligen Verhältnissen entsprechend ausgewählt oder bestimmt sind. Soll k behufs Reduktion zweier Orte neu ermittelt werden, so empfiehlt es sich, auf einer der Stationen oder auf beiden Kontrollregenmesser aufzustellen, deren Windschutz von den beiden zu vergleichenden Stationsaufstellungen nach der Mitte zu abweicht. Der Windschutz läßt sich immer leicht durch Höherstellen des Regenmessers verringern oder mittels einer Schutzvorrichtung verstärken. Für die Tage mit abwechselndem Regen und Schneefall ist eine tägliche Abschätzung des Schneeanteils erwünscht. Somit scheint die dargelegte Methode zur Reduktion der Niederschlagsmessungen auf gleichen Windschutz wohl geeignet. Es würde das nicht nur für den Vergleich von freiem Gelände und Wald, sondern auch für die Ermittelung der Niederschlagsmenge auf Bergen von wesentlichem Nutzen sein.

Die Berechnung möge hier an einem Beispiel durchgeführt werden. Die Niederschlagsmessungen bei Karzig in der Neumark von November 1899 bis Februar 1904 ergaben folgende Summen in 1 m Höhe:

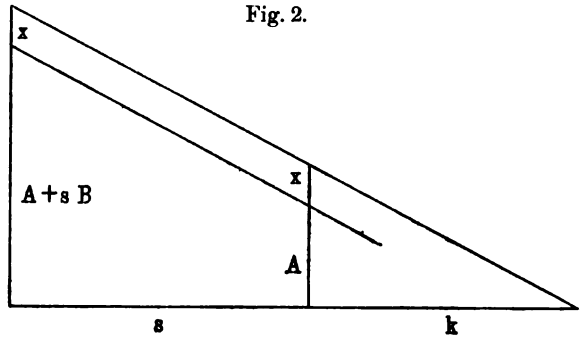
Niederschlag in Karzig		Monate ohne Schnee	Monate mit Schnee	Im ganzen
Waldlichtung	mm	1229.7	1102.2	2331.9
Freie Ebene	„	1146.9	802.5	1949.4
Fehlbetrag der freien Ebene	mm	82.8	299.7	382.5
	Proz.	6.7	27.2	16.4
Schneeanteil auf der Lichtung		0	0.40	

[1]) R. Börnstein. Über den von Nipher vorgeschlagenen Schutztrichter für Regenmesser. Met. Z. Oktober 1884, S. 384 und 385.

Digitized by Google

Danach ist $A = 6.7$, $A + sB = 27.2$, $s = 0.40$. Die Niederschlagsmenge auf der Waldlichtung verhält sich zu der auf freiem Felde nach Reduktion auf gleichen Windschutz wie $100 : 100 + x$, wo $x = kB - A$ ist. Für $k = 0.13$ wird $x = 0.0$, für $k = 0.22$ wird $x = 4.6$, wie auch aus der beigegebenen Zeichnung (Fig. 2) entnommen werden kann. Hiernach stellt sich ein Mehrniederschlag der freien Station von 0 bis 4.6 im Mittel von etwa 2 Proz. heraus, während die rohen Messungen einen Minderbetrag gegenüber der Waldlichtung von 16 Proz. ergeben! Man wird gut tun, dem Ergebnis dieses einen Stationspaares keine zu weitgehende Bedeutung beizulegen. Ferner ist zu erwägen, ob außer dem Windschutz noch andere Ursachen mitwirken, die den Niederschlag während der Schneemonate im Walde verstärken. In der Tat liegt die untere Wolkengrenze im Winter tiefer als im Sommer, sie rückt also näher an die Zone, innerhalb welcher der Wald noch eine Wirkung auf das Aufsteigen der Luft und die Kondensation ausüben könnte. Ob dieser Umstand die Resultate merklich beeinflußt, wird sich nur entscheiden lassen, wenn die Reduktion auf gleichen Windschutz noch nach einer anderen von der Teilung in Regen- und Schneemonate unabhängigen Methode, etwa durch Berücksichtigung der Windstärke, ausgeführt wird. Hierzu dienende Messungen sind ebenfalls in Karzig angestellt und es mag hier über die Ergebnisse berichtet werden.

Fig. 2.



Es fanden von April 1903 bis Februar 1904 bei Karzig in der Freistation, 2 km westlich vom Walde, und auf der Waldlichtung Rahmhütte Niederschlagsmessungen an je zwei Regenmessern in 1.0 und 3.5 m Höhe statt. Außerdem wurden in den gleichen Höhen die Windstärken gemessen. Dazu dienten große Schalenkreuzanemometer von Fuess, die mit zwei im Juni 1900 und Oktober 1904 von der Deutschen Seewarte geprüften kleineren ebenfalls von Fuess gelieferten Anemometern im März und im August 1903 von mir verglichen worden sind. Bei der Anlage dieser Versuche war ich von dem Gedanken ausgegangen, daß die Windstärke mit der Erhebung über dem Boden zunimmt, so daß auf der geschützteren Station im Walde in größerer Höhe die gleiche durchschnittliche Windgeschwindigkeit herrschen wird, wie in der freien Ebene, 1 m hoch. Mit der Windstärke wäre auch die Beinflussung der Regenmessung an beiden Aufstellungen als dieselbe anzusehen, so daß diese Regenmesser in bezug auf den Windschutz als unmittelbar vergleichbar gelten könnten. Aus den Beobachtungsergebnissen sieht man, daß in 1 m Höhe die rohe Regenmessung auf der freien Ebene einen Fehlbetrag von 12 Proz. gegenüber der Waldlichtung aufweist.

Niederschlags- und Windmessung bei Karzig,
April 1903 bis Februar 1904.

Ort	Höhe m	Windstärke mps.	Niederschlag mm	Niederschlag Proz.
Freie Ebene	3.5	3.87	458.5	79
	1.0	2.65	512.8	88
Waldlichtung	3.5	1.95	536.3	92
	1.0	1.07 [1])	580.5	100

[1]) Juni und Juli ergänzt.

Digitized by Google

Der Vergleich mit den durchschnittlichen im Mittel der 11 Monate berechneten Windgeschwindigkeiten ergibt eine deutlich ausgesprochene Abnahme der gemessenen Niederschlagsmengen mit wachsender Windstärke. Auf der freien Ebene beträgt diese Abnahme in den 11 Monaten 44.5 mm, auf der Lichtung 50.2 mm, d. i. in beiden Fällen 9 Proz. für eine Geschwindigkeitsvermehrung von 1 mps. Man kann nun mit Hilfe dieser Zahlen oder graphisch eine Reduktion der Niederschlagsmengen auf eine gleiche mittlere Windgeschwindigkeit ausführen. Um direkte Beobachtungen zu erhalten, welche diesen reduzierten Mengen entsprechen, müßte man den Regenmesser auf der Lichtung noch über 3.5 m Höhe hinaufrücken, den auf der freien Ebene noch tiefer als 1.0 m aufstellen oder ihn mit einer Schutzvorrichtung umgeben. Die Ausführung der Reduktion liefert für die Freistation einen Mehrniederschlag von 1.5 bis gegen 2 Proz. gegenüber der Waldlichtung. Dies Resultat ist in vollständiger Übereinstimmung mit dem der früheren Methode, die auf Ermittelung des Schneeanteiles beruhte. Einmal ist somit für das Stationspaar Karzig-Rahmhütte ein Mehrniederschlag im Walde bei Berücksichtigung des Windschutzes als nicht vorhanden erwiesen und zugleich hat die oben dargelegte Methode, die Niederschlagsmessungen mit Hilfe des Schneeanteiles auf gleichen Windschutz zu reduzieren, beim Vergleich mit den Ergebnissen der direkten Windmessung die Probe bestanden.

Die vielfach vorhandenen Untersuchungen über die Ergebnisse von Regenmessern, die unter verschiedenem Windschutz am gleichen Orte oder nahe benachbart aufgestellt gewesen sind, ließen sich durch Trennung in Monate ohne und mit Schnee und Bestimmung des Schneeanteils zur Ermittelung von Werten für k und zur sehr wünschenswerten weiteren Prüfung der angegebenen Reduktionsmethode verwenden.

Kleinere Mitteilungen.

R. C. Mossman über einige meteorologische Resultate der Schottischen Antarktischen Expedition. Mit sehr dankenswerter Raschheit hat Herr Mossman schon mehrmals Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der Schottischen Antarktischen Expedition in Scottish Geographical Magazine veröffentlicht. Das Maiheft 1906 enthält wieder Mitteilungen über den täglichen Gang der meteorologischen Elemente und Windrosen, berechnet nach den Beobachtungen während der zwei Sommerfahrten der Scotia südlich von 60° SBr. Die Ergebnisse dieser Berechnungen werden sehr ausführlich in mehreren Tabellen mitgeteilt und durch sehr schöne instruktive Diagramme erläutert. Wir können davon nur einige kurzgefaßte Auszüge, in metrisches Maß verwandelt, hier mitteilen.

Die Windrosen beziehen sich auf die sogenannte Weddell-See, Südsee, südlich von 60° zwischen den Meridianen von 10 und 49° W. Die Temperatur der Meeresoberfläche lag zwischen — 0.1 und — 1.7°. Die erste Beobachtungsreihe 1903 bezieht sich auf die 53 Tage, endend mit 26. März, die zweite auf 38 Tage, endend mit 31. März 1904, also beide auf Sommerende. Bemerkenswert war der große Temperaturfall zwischen $54^1/_2$ und 58° SBr. und $57^1/_2$ bis 45° W in 1903 und zwischen 48 und 52.5° S unter 10° W, welcher in enger Beziehung steht zu der Bahn zyklonischer Stürme, welche ihre größte Heftigkeit zwischen 40 und 60° SBr. erreichen, d. i. über jenem Teil des Südatlantischen Ozeans, wo die Abnahme der Temperatur der Luft und des Meeres am raschesten vor sich geht.

Die Windrosen für 16 Richtungen werden im Originale für die Beobachtungsperioden 1903 und 1904 separat mitgeteilt, weil die Ergebnisse einigermaßen abweichend sind. Im

Digitized by Google

Jahre 1903 fand die Scotia das Packeis schon in 60.3° S, 43.8° W und blieb in demselben, wenige Tage ausgenommen; im Jahre 1904 fand die Scotia offene See bis gegen Coatsland in 72.3° S, 18° W.

Der Luftdruck war am höchsten 1903 bei SSW-Wind, am niedrigsten bei Winden von SSE bis E; im Jahre 1904 am höchsten bei S-, SSE- und SE-Winden, am niedrigsten bei ENE-Wind. Die Temperatur war in beiden Jahren am niedrigsten bei südlichen und am höchsten bei nördlichen Winden; 1904 gab es ein zweites Minimum bei E-Winden, die dann vorherrschend waren im tiefen Süden bei Coatsland. Die Windstärke erreichte bei den E-Winden ihr Maximum, während die S-Winde am schwächsten waren. Die vorherrschende Bahn der Depressionen lag nördlich von dem Kurse der Scotia. Die Beobachtungen ergaben, daß dieser Kurs zwischen dem Hochdruckgebiete über dem antarktischen Kontinent, von dem Coatsland einen vorgeschobenen Posten bildet, und der Rinne niedrigen Druckes weiter im Norden lag. Auch die Beobachtungen der anderen antarktischen Expeditionen zeigen ähnliche Windverhältnisse.

Täglicher Gang der meteorologischen Elemente.

	Weddell-See (S. Atlantic) Februar-März 1903 und 1904					South Orkneys					Falkland-Inseln	
			Relativ.			Luftdr.	Temperatur		Bewölkung	Windstärke[1])	Luftdruck (2 Jahre)	
	Luftdruck	Temperatur	Feuchtigkeit	Bewölkung	Windstärke[1])	April bis Januar	April bis August	Sept. bis Januar	April bis Januar		Sommer-Halbjahr Okt.-März	Winter-Halbjahr April-Sept.
1[a]	0.03	−0.2	1.2	−0.2	0.22	−0.03	0.0	−0.5	−0.2	0.2	0.17	0.03
2	.00	−.2	1.1	−.2	.15	−.10	.2	−.6	−.3	0.1	.08	−.03
3	−.13	−.2	1.2	−.2	.05	−.18	.2	−.6	−.3	0.6	.07*	−.11
4	−.20	−.3*	1.2	−.2	.00	−.23	.2	−.6	−.2	0.7	.12	−.16*
5	−.28*	−.2	0.9	−.2	−.06	−.25*	.3	−.5	−.1	1.3	.16	−.15
6	−.20	−.2	0.4	−.2	−.05	−.25	.3	−.4	.0	1.4	.21	−.12
7	−.13	−.1	−0.1	−.1	−.16	−.20	.2	−.2	.1	1.0	.23	−.02
8	−.03	−.1	−0.3	.0	−.18	−.13	.1	.0	.2	0.7	.18	.06
9	.08	.0	−0.7	.1	−.25*	−.08	.1	.2	.2	−0.1	.06	.12
10	.13	.1	−1.1	.1	−.19	−.05	.2	.3	.2	−0.3	−.03	.13
11	.13	.2	−1.4	.1	−.19	−.05	.3	.5	.0	−0.2	−.12	.08
Mittag	.10	.3	−1.6*	.1	−.14	−.03	.3	.7	.1	−0.1	−.22	−.04
1[p]	.05	.3	−1.5	.1	−.14	−.03	.2	.7	.1	0.1	−.29	−.17
2	−.03	.3	−1.2	.2	−.07	−.03	.1	.7	.2	−0.1	−.35	−.27*
3	−.08*	.3	−0.9	.2	−.06	−.03	−.2	.7	.1	−0.3	−.40*	−.21
4	−.05	.3	−0.8	.1	−.02	.05	−.3	.6	.2	−0.5	−.40	−.11
5	−.05	.2	−0.8	.1	−.03	.13	−.4	.3	.1	−0.6	−.32	−.01
6	.00	.2	−0.6	.1	.02	.23	−.4	.2	.0	−0.7	−.17	.09
7	.05	.1	0.0	.1	.08	.28	−.4	.0	−.1	−0.6	−.05	.13
8	.10	.0	0.6	.0	.13	.30	−.3	−.1	−.2	−0.6	.09	.20
9	.13	.0	1.3	.0	.18	.28	−.3	−.2	−.2	−0.7	.19	.18
10	.18	−.1	1.7	.0	.20	.23	−.2	−.3	−.1	−0.8	.27	.16
11	.15	−.1	1.6	−.1	.24	.13	−.2	−.4	−.1	−0.5	.27	.11
12	.13	−.1	1.4	−.2	.25	.05	−.1	−.4	−.1	−0.2	.21	.08
											.20	.12

Windrosen. Weddell-See südlich von 60° S.

Abweichungen vom Mittel.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Kalmen
Luftdruck in Millimetern	0.4	1.1	−4.6	−2.5	2.8	−0.1	1.2	−0.5	4.3
Temperatur in C°	1.3	0.3	−0.2	−0.4	−2.1	−0.6	0.1	0.6	−1.6
Relative Feuchtigkeit in Proz.	3.8	2.6	1.4	−0.2	−3.6	−8.8	−2.0	3.5	−1.8
Dampfdruck in Millimetern	0.4	0.1	0.0	0.1	−0.6	−0.3	0.1	0.3	−0.3
Bewölkung	0.6	0.5	0.3	−0.2	−0.8	−0.6	−0.3	0.4	−0.8
Windstärke	−0.1	0.1	0.7	−0.2	−0.6	−0.3	0.2	0.0	0.0
Häufigkeit	340	345	218	168	193	275	245	275	125

Täglicher Gang der meteorologischen Elemente. Unsere Tabelle enthält den täglichen Gang in Mittelwerten, reduziert auf metrisches Maß. Die Mittel für die Winterstation der Scotia auf den Süd-Orkneys (Laurie Island) beziehen sich auf 10 Monate: April 1903 bis Januar 1904. Für die Temperatur haben wir den täglichen Gang im Winter (April bis August) und Sommer (September bis Januar) separat aufgenommen, da im Winter die Temperatur während der ersten Tageshälfte (auch bei Nacht) über dem Mittel sich hält,

[1]) Englische Meilen pro Stunde.

Digitized by Google

offenbar infolge der täglichen Periode der Störungen durch die vorüberziehenden Depressionen. Das Sommerhalbjahr zeigt dagegen den normalen täglichen Wärmegang, mit geringer Amplitude allerdings.

Die Windstärke zeigte in der Weddell-See eine entschiedene tägliche Periode, sie hielt sich über dem Mittel bei Nacht und unter dem Mittel bei Tag. Weniger entschieden aber ähnlich ist der tägliche Gang auf Laurie-Insel, Süd-Orkneys.

Die Bewölkung ist bei Nacht unter dem Mittel, bei Tag über demselben, also das durchschnittliche Verhältnis.

Von größerem Interesse ist der tägliche Gang des Luftdruckes. Die Beobachtungen von vier Sommermonaten in der Weddel-See ergaben einen recht normalen täglichen Gang, was eigentlich erstaunlich und vielleicht nur zufällig ist. Hingegen ist der tägliche Gang des Luftdruckes auf Laurie-Insel recht eigentümlich, das Barometer bleibt unter dem Mittel von 1^a bis 3^p, dagegen abends über dem Mittel. Da dieser Gang aus zehnmonatlichen Beobachtungen abgeleitet ist, so kann er kaum mehr zufällig sein. Ganz besonders interessant ist der tägliche Barometergang auf den Falklands-Inseln. Die Scotia ließ beim Leuchtturme vom Kap Pembroke einen Barographen zurück (Januar 1903), welcher drei Jahre in Tätigkeit blieb. Es sind aber jetzt erst zwei Jahrgänge reduziert, 1903 und 1904, für welche Herr Mossman den täglichen Gang nach Monatsmitteln mitteilt. Es zeigt sich nun die auffallende Erscheinung, besonders schön und drastisch in den farbigen Kurventafeln, daß der tägliche Gang des Luftdruckes im Winterhalbjahre ein entschieden anderer ist als im Sommerhalbjahre; der Übergang vollzieht sich recht deutlich vom März zum April und vom August (September) zum Oktober. Wir haben deshalb Mittel für das Sommerhalbjahr und für das Winterhalbjahr berechnet, welche Mittel schon ziemlich verläßlich sein dürften.

Der tägliche Gang des Luftdruckes im Winterhalbjahre ist recht normal, mit Minima um 4^a und $2^1/_2{}^p$, und Maxima um 10^a und zwischen 8 und 9^p (etwas verfrüht). Im Sommerhalbjahre dagegen ist der tägliche Gang ganz kontinental! Der Luftdruck hält sich von 8^p bis 9^a über dem Mittel und tagsüber unter demselben. Das nächtliche Minimum ist wenig entwickelt, das Nachmittagsminimum sehr stark. Jedenfalls sehr merkwürdig auf einer fast ozeanischen Insel.

Ich habe den täglichen Gang durch Sinusreihen ausgedrückt und da zeigt sich wieder, daß die doppelte tägliche Periode im Winter und Sommer die gleiche, die ganztägige Periode dagegen im Sommer und Winter ganz verschiedene Phasenzeiten hat, im Sommer den kontinentalen, im Winter den ozeanischen Typus zeigt. Die Gleichungen des täglichen Ganges sind:

Täglicher Gang des Luftdruckes auf den Falklands-Inseln.

$$\text{Sommerhalbjahr} \ldots\ldots 0.272\, sin\,(52.7^0 + x) + 0.150\, sin\,(182.0^0 + 2x)$$
$$\text{Winterhalbjahr} \ldots\ldots 0.068\, sin\,(117.0^0 + x) + 0.157\, sin\,(176.7^0 + 2x)$$

Im Winter ist fast nur die halbtägige Periode vorhanden, der Charakter also ganz insular. Er stimmt mit jenem auf Laurie-Insel, Süd-Orkney, recht gut überein:

$$\text{Süd-Orkney} \ldots\ldots 0.22\, sin\,(164.7^0 + x) + 0.10\, sin\,(174.0^0 + 2x).$$

Wir nehmen an, daß die Zeiten Ortszeiten sind, was für die Falklands-Inseln uns nicht absolut sicher scheint. Die Phasenzeit der doppelten täglichen Barometerschwankung ist dann wesentlich verfrüht, um 20 bis 30^0, d. i. um zwei Drittel bis eine volle Stunde.

Herr Mossman gibt schließlich auch eine übersichtliche kleine Tabelle, welche den täglichen Barometergang an einigen Stationen in hohen südlichen Breiten enthält, die wir hier, auf metrisches Maß reduziert, mitteilen wollen.

Täglicher Gang des Luftdruckes.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Vormittag.											
Belgica	- 0.05	- 0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00	- 0.03	0.00	0.03
Süd-Georgien .	.10	.03	— .05	— .10	— .05	.05	.10	.18	.28	.25	.15	.00
Süd-Orkneys . .	— .05	— .13	— .15	— .25	— .28	— .25	— .23	— .10	— .05	— .05	— .08	— .05
Orange Bay . .	.03	.00	— .08	— .13	— .08	— .03	.00	.00	— .08	— .10	— .08	— .08
Falkland-Inseln	.10	.03	— .03	— .03	.00	.05	.10	.10	.08	.05	— .03	— .13

Digitized by Google

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
						Nachmittag.						
Belgica	0.05	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.00	- 0.05	- 0.08	- 0.10	- 0.08
Süd-Georgien .	— .13	— .23	— .30	— .30	— .25	— .15	.03	.10	.15	.13	.13	.13
Süd-Orkneys . .	.03	— .03	— .05	.03	.15	.23	.28	.33	.30	.20	.15	.05
Orange Bay . .	— .18	— .18	— .18	— .03	.00	.08	.13	.23	.20	.18	.15	.15
Falkland-Inseln	— .25	— .33	— .30	— .25	— .18	— .05	.05	.13	·18	.20	.18	.15

Auf eine Diskussion dieser Zahlenreihen wollen wir vorläufig nicht eingehen. Mossman meint, daß die Kurven für die Süd-Orkneys mit jenen der Orange Bay ziemlich übereinstimmen, während jene für Süd-Georgia jenen der Falkland-Inseln näher stehen; letzteres wäre ja auch zu erwarten. J. Hann.

Ch. Rivière über den Regenfall in Algier 1868/1905. Das Februarheft 1906 des Annuaire de la Soc. Met. de France enthält einen Artikel von Ch. Rivière über den Regenfall in Algier in einer 37jährigen Periode, welcher von allgemeinerem Interesse ist, weshalb wir seinen wesentlichen Inhalt samt den Tabellen vollinhaltlich im Nachfolgenden wiedergeben.

Der Regenmesser ist 400 m von der Küste in einer Seehöhe von 10 m an einem geschützten Ort aufgestellt; es ist die alte Type von 50 cm Durchmesser.

Die Tabelle S. 454 enthält die monatlichen Niederschlagsmengen, die unter der Direktion von Ch. Rivière in den Jahren 1868 bis 1905 gemessen worden sind.

Das Jahr wurde mit dem 1. September begonnen und mit dem 31. August beendet. Diese Anordnung entspricht dem „landwirtschaftlichen" Jahre, d. h. der Anfang fällt mit dem Erwachen der Vegetation (aus der Sommerdürre) und dem Beginn der Feldarbeiten zusammen. Auf diese Art erhält man in Nordafrika ein ziemlich konstantes Verhältnis zwischen den gemessenen Niederschlagsmengen und den Ernteergebnissen.

So z. B. hatte das Kalenderjahr 1873 eine normale Niederschlagshöhe von 697.0 mm, eine Menge, die den effektiven Ernteausfall dieses Jahres absolut nicht erklärt; beginnt man aber das Jahr mit dem September, so erhält man eine Niederschlagsmenge von 480.6 mm, den kleinsten Wert in den ganzen 37 Beobachtungsjahren.

Derselbe Fall tritt im Jahre 1881 ein. Faßt man die Niederschlagssumme des Kalenderjahres 1881 ins Auge, so erhält man 708.8 mm, also wieder eine ziemlich normale Menge, aus der man absolut nicht den Ernteausfall dieses Jahres und die aus demselben entspringende Hungersnot erklären könnte. Nimmt man aber das „landwirtschaftliche" Jahr vom 1. September 1880 bis 31. August 1881, so erhält man die kleine Niederschlagssumme von 484.7 mm, die eben für eine günstige Ernte nicht ausreichend war.

Speziell in Algerien sind die Frühjahrsregen vom 15. Februar bis 15. Mai für die Landwirtschaft von entscheidender Bedeutung. Bei den Regen der späteren Jahreszeiten kommt es mehr auf eine günstige Verteilung als auf die Quantitäten an.

Das „landwirtschaftliche" Jahr 1904/05 zeichnete sich durch die große Niederschlagshöhe von 822.7 mm aus. Dennoch muß es zu den für die Landwirtschaft ungünstigen Jahren gerechnet werden, da es gerade in der Zeit, in der die Kulturen einen sehr regelmäßigen Niederschlag brauchen, nämlich vom 15. März bis zum 15. Mai, ungenügende Regenmengen mit sich brachte.

Wenn man in der Tat in diesem Jahre einen Wolkenbruch, der am 25. Mai in wenigen Stunden 136 mm lieferte und große Verwüstungen anrichtete, abzieht, bleibt eine Jahressumme von 680.8 mm nur übrig, die bereits unter dem Normalen liegt.

Dieser verspätete, dem Ackerbau wenig nützliche Regenfall, erhöhte die Monatssumme auf 158.9 mm; so kommt es, daß dieser Mai die größte Niederschlagshöhe in der 35jährigen Reihe aufweist. Der Niederschlag des Monats Mai übersteigt nur noch in den Jahren 1889 und 1900 die Höhe von 100 mm (siehe die Tabelle).

Die Regen im Juli und August sind selten und wenig ergiebig; es kommen auch Jahre vor, in denen sie ganz ausbleiben. Eine Ausnahme macht der August 1874 mit 87.7 mm, die jedoch in wenigen Stunden gefallen sind.

In der 37jährigen Beobachtungsperiode fielen die größten Niederschlagsmengen in den Jahren 1869 (1072 mm), 1889 (1080 mm) und 1891 (1065 mm). Die jährliche Niederschlagshöhe von 1 m wurde nur 6mal überschritten.

Digitized by Google

Die niederschlagsarmen Jahre sind 1873 mit 480.6 mm und 1881 mit 484.7 mm.

Die größten Monatssummen wiesen der November 1896 mit 306.6 mm und der November 1900 mit 320 4 mm auf.

Monatssummen von über 250 mm sind bereits selten und kamen nur 6mal vor; 200 mm werden nur in den Monaten September bis Dezember überschritten; von dieser Regel fanden in der ganzen Periode nur vier Ausnahmen statt, von den zwei in das Jahr 1869 fallen.

Die Verteilung und die Intensität der Niederschläge in den verschiedenen Jahresabschnitten ist von größter Bedeutung für die Landwirtschaft von Nordafrika.

Wenn es im Herbst spät und unzureichend regnet, ist es ganz unmöglich, den harten, von der Sonne und der Sommerhitze ausgetrockneten Boden zu bearbeiten; sind aber die Regen zu reichlich und zu beständig, so wird auch wieder die Arbeit und Aussaat stark verzögert.

Im Frühjahr bedeuten schwache, regelmäßig verteilte Niederschläge eine gute Ernte; starke Regen sind eher ungünstig.

Bei ungenügendem Frühjahrsregen und darauf folgender langanhaltender Trockenheit kann man aus den Monatssummen nichts über die Länge der Trockenperiode erschließen, da man ja nicht die Intensität der Regengüsse und die zwischen denselben verstrichene Zeit kennt. Hier leisten die Aufzeichnungen des Richardschen Regenautographen gute Dienste, wenn er auch gerade bei sehr starken Güssen gern versagt.

Die Regenmessungen in Algier geben für das ganze Küstengebiet ein gutes Bild von der Verteilung und der Menge des Regens. Auch die Niederschlagsverhältnisse des inneren Landes können aus diesen Messungen annähernd geschätzt werden, da z. B. bei schwachen, zeitlich schlecht verteiltem Regen an der Küste diese Verhältnisse gegen das Innere noch verschärft werden.

Regenfall in Algier.

	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Jahr
1868/69	0	127	129	101	210	112	213	113	57	7	1	1	1071
69/70	0	44	181	217	92	114	213	45	65	18	3	40	1032
70/71	9	11	241	202	246	14	64	1*	36	17	0	8	849
71/72	38	117	258	173	79	46	180	70	41	0	4	0	1006
72/73	33	44	30	134	9*	139	30	49	9	3	0	0	480*
73/74	5	281	24	148	59	44	108	89	58	2	0	88	906
74/75	7	20	182	187	14	147	184	33	29	73	4	0	880
75/76	1	80	111	88	140	73	45	68	34	34	2	0	676
76/77	12	201	34	119	61	21	99	17	7	7	0	2	580
77/78	56	84	178	221	122	117	93	2	28	1	1	0	903
78/79	4	74	115	56	67	118	47	80	24	0	0	0	585
79/80	58	9	38	229	76	79	88	73	78	1	0	1	730
80/81	10	36	48	48	117	68	64	30	31	32	0	0	484
81/82	13	183	24	90	19	87	134	38	2	12	0	7	609
82/83	96	52	36	286	122	25	70	56	41	25	0	0	809
83/84	15	102	186	116	73	37	94	87	37	13	0	1	761
84/85	63	117	137	140	77	25	92	140	6	12	0	3	812
85/86	15	71	106	34	160	118	56	81	44	0	2	1	688
86/87	16	251	108	203	83	138	80	71	5	20	2	2	979
87/88	54	59	113	166	90	104	66	38	44	8	0	4	746
88/89	36	135	160	74	195	115	174	82	107	4	0	0	1082
89/90	23	47	131	182	82	104	157	56	49	3	6	0	840
90/91	41	131	139	228	198	82	94	110	31	3	6	0	1063
91/92	6	53	104	11*	151	130	31	75	25	4	0	0	590
92/93	21	43	83	246	154	14	15	16	27	23	0	1	643
93/94	10	74	261	183	162	104	108	54	15	26	0	0	997
94/95	17	8	81	130	195	53	87	18	27	30	0	11	657
95/96	1	69	19*	104	94	32	54	13	96	18	6	12	518
96/97	0	128	307	142	85	92	13*	6	4	4	0	0	781
97/98	33	59	31	141	58	87	279	117	8	1	2	0	816
98/99	142	48	264	81	23	55	112	16	25	27	11	3	807
99/1900	26	4*	72	197	96	87	100	80	108	27	12	6	815
1900/01	15	65	320	14	89	122	136	31	68	1	0	17	878
01/02	45	205	102	58	28	58	54	49	44	2	15	25	685
02/03	20	126	60	205	21	8*	46	27	9	54	16	1	593
03/04	3	90	173	132	270	111	147	122	1*	9	0	5	1063
04/05	39	59	68	144	127	110	41	51	159	18	1	4	821
Mittel	27	89	126	141	107	81	99	57	40	15	3	7	792
Maximum	142	281	320	286	270	147	279	140	159	73	16	88	1082
Minimum	0	4	19	11	9	8	13	1	1	0	0	0	480
	(3 mal)									(3mal)	(20mal)	(15mal)	

Digitized by Google

Ergebnisse 81jähriger Regenmessungen in Rom. In der Sitzung der R. Accademia dei Lincei vom 22. April 1906 legte Herr Prof. E. Millosevich eine Abhandlung des Herrn Filippo Eredia vor unter dem Titel: La pioggia a Roma. Dieselbe beruht auf den Regenmessungen am Osservatorio Collegio Romano von 1825 bis 1905 und am Astronomischen Observatorium im Palazzo del Campidoglio von 1873 bis 1905. Die gleichzeitigen Messungen gestatteten, auch letztere Reihe auf die Periode 1825 bis 1905 zu reduzieren. Die Mittelwerte sind fast völlig übereinstimmend.

Der horizontale Abstand der beiden Orte beträgt 704 m. Die Seehöhe schwankte am Collegio Romano zwischen 65 m (bis 1855 inkl.) und 56,7 m. Die Aufstellung der Regenmesser ist an beiden Orten übereinstimmend. In der folgenden Tabelle haben wir im Auszuge die wichtigsten Ergebnisse der Regenmessungen an den beiden Observatorien übersichtlich zusammengestellt. Von der Tabelle der einzelnen Monats-, Jahreszeiten- und Jahressummen 1825 bis 1905 haben wir nur die Jahressummen hier aufgenommen[1]).

Indem Herr Eredia nach dem Vorgange von Angot die Differenz zwischen den Prozenten der Regenmenge, die bei gleichmäßiger Verteilung der Regen über das Jahr auf die einzelnen Monate entfallen würden (8.5 Proz. in den Monaten mit 31 Tagen, 8.2 in den Monaten mit 30 Tagen und 7.7 im Februar) und der tatsächlichen Verteilung bildet, erhält er folgende Werte für den relativen pluviometrischen Exzeß der einzelnen Monate:

Differenz zwischen gleichmäßiger und tatsächlicher Regenmenge in Rom.

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
14	0	0	0	— 13	— 31	— 62	— 51	1	57	58	26 pro Mille

Die Jahresschwankung ist sehr groß, 120 pro Mille.

Die Extreme des Regenfalles in den vier Jahreszeiten waren:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Max.	433	370	206	685	1470
Jahr	1860	1879	1869	1878	1900
Min.	39	34	2	94	349 (?)
Jahr	1851	1825	1879	1825	1825

Die ältere Reihe der Regenmessungen dürfte nicht ganz homogen sein.

Ergebnisse der Messungen des Regenfalles in Rom von 1825 bis 1905.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Coll. Romano 1873—1905	85.1	69.5	75.8	82.8	59.1	43.8	20.1	24.3	77.8	140.7	117.8	103.3	900.1
Campidoglio 1873—1905	82.8	65.0	74.8	82.0	59.9	44.3	20.6	23.4	74.8	136.0	112.9	98.9	875.4
Mittel für die Periode 1825 bis 1905.													
Coll. Romano 1825—1905	79.4	62.3	68.2	65.6	56.7	40.1	18.0	27.6	71.7	114.5	113.3	90.0	807.4
Campidoglio 1825—1905	77.1	57.8	67.2	64.8	57.5	40.6	18.5	26.7	68.7	109.8	108.4	85.6	782.7
Regenmengen in Prozenten.													
Coll. Romano	98	77	85	81	70	50	22	34	89	142	140	112	1000
Campidoglio	99	74	86	83	73	52	24	34	88	140	138	109	1000
Dezennienmittel des Regenfalles 1825—1905.													
1825—1834 .	76.8	39.4	39.5	48.5	52.4	42.8	21.1*	22.2	71.6	60.5	96.2	65.6	636.6
1835—1844 .	58.6	81.0	61.4	58.3	66.9	24.8	11.4*	31.6	72.4	80.0	87.7	66.4	700.5
1845—1854 .	67.4	49.9	52.2	60.9	48.6	46.1	22.6*	40.6	72.9	88.4	134.9	85.8	770.3
1855—1864 .	89.0	70.0	70.7	50.9	72.6	31.1	9.2*	26.8	64.8	138.3	126.4	100.0	849.8
1865—1874 .	81.5	50.1	84.2	61.1	37.3	37.3	19.6*	25.0	60.2	135.6	106.9	86.0	784.8
1875—1884 .	74.8	50.5	69.8	91.5	58.6	52.3	9.9*	23.7	103.0	126.0	93.8	94.1	848.0
1885—1894 .	121.2	66.8	82.4	85.5	44.4	28.6	23.2	21.4*	65.4	118.3	114.6	95.0	866.8
1895—1904 .	67.5	83.5	85.0	66.2	64.7	52.4	25.5*	28.2	66.6	173.7	131.7	133.0	978.0
Zahl der Fälle, in denen das Maximum des Regenfalles im Jahre in den betreffenden Monaten eingetreten ist.													
Jahresmaximum	9	4	6	3	0	1	0	1	7	16	18	16	81
Regenlos[2]) . .	0	5	2	2	2	4	15	9	1	0	0	1	41
Größte und kleinste Monatssummen.													
Maxima . . .	205.4	173.1	171.5	183.7	148.1	139.0	113.1	104.9	225.5	328.6	372.5	273.6	
Minima . . .	10.2	0.0	0.0	0.1	0.7	0.3	0.0	0.0	0.7	8.2	12.6	0.1	

[1]) Atti della Reale Acc. dei Lincei. Anno CCCIII, 1906, Rendiconti p. 450—456. Man sehe auch die große Abhandlung von E. Millosevich: Sulla distribuzione della piggia in Italia. Referat in dieser Zeitschrift XIX, S. 49 (1884).

[2]) Monatssumme unter 1 mm.

Digitized by Google

Collegio Romano, 60 m (rund) Seehöhe.

Jahressummen des Regenfalles.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1820	—	—	—	—	—	349	935	685	473	906
1830	680	739	616	663	319*	588	735	665	808	789
1840	517	714	819	555	815	979	965	798	638	512
1850	742	801	554	962	754	844	805	781	882	718
1860	970	676	948	943	931	690	526	738	915	723
1870	816	662	1050	855	873	1232	746	720	1021	782
1880	540	969	745	785	939	954	800	1003	787	1137
1890	862	825	971	677	671	931	1025	853	864	904
1900	1470	1055	851	990	837	1045	—	—	—	—

Campidoglio, 70 m Seehöhe.

1870	—	—	—	802	877	1165	771	726	1013	831
1880	562*	951	723	832	953	919	817	1023	790	1096
1890	893	739	922	654	589	855	981	834	834	852
1900	1321	950	835	958	807	1013	—	—	—	—

J. Hann.

Marc Dechevrens S. J. über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen [1]). Es scheint mir nötig, mit einigen Zeilen auf den jüngsten Artikel des von mir hochgeschätzten Direktors des Observatoriums in Zi-ka-wei (jetzt der Insel Jersey) in dieser Zeitschrift zurückzukommen, da derselbe an meinen Artikel im Novemberheft 1905 dieser Zeitschrift anknüpft. Es geschieht dies, um einigen Mißverständnissen zu begegnen; in der Sache selbst ist ja Herr Dechevrens zu den gleichen Resultaten gekommen wie in bezug auf die Zyklonen ich selbst viel später als Herr Dechevrens. Der sehr verdiente Direktor des meteorologischen und magnetischen Observatoriums zu Zi-ka-wai hat in einem Briefe an einen gemeinsamen Freund sein Erstaunen darüber ausgesprochen, daß ich auch in der 2. Auflage meines Lehrbuchs der Meteorologie seine Untersuchungen und Publikationen über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen aus den Jahren 1886, 1887, 1898, 1902 und 1905 nicht erwähnt habe. Ich bedauere dies jetzt selbst lebhaft, es hätte mir spätere Auseinandersetzungen erspart. Eine der Ursachen, die dieser Unterlassung zugrunde liegen, habe ich schon in dem Novemberheft 1905 dieser Zeitschrift erwähnt. Ich war in meinem Lehrbuche zu einer sehr knappen Darstellung genötigt und meinte einer Erörterung über die Verschiedenheit der Auffassung des Begriffes Depression oder Zyklone bei Herrn Dechevrens und an den betreffenden Stellen in meinem Lehrbuche aus dem Wege gehen zu müssen. Ich gestehe ja Herrn Dechevrens gern zu, und habe es immer getan, daß er zuerst aus den Beobachtungen eingehender gezeigt hat, daß niedriger Luftdruck auf den Berggipfeln mit niedriger Temperatur daselbst verknüpft ist, und daß dabei auch gleichzeitig an der Erdoberfläche niedriger Luftdruck herrschen kann. Aber an den betreffenden Stellen meines Lehrbuches handelte es sich nicht um die Luftdruck- und Temperaturabweichungen an einem einzelnen Orte (oder an zweien, hoch und niedrig), sondern um gewissermaßen zentrierte Räume niedrigen Druckes, denen die Luft unten mehr oder weniger allseitig zuströmt, und die wir Barometerdepressionen oder Zyklone zu nennen gewohnt sind. Deshalb legte ich und legt man überhaupt den Untersuchungen über die vertikale Temperaturverteilung in den Zyklonen und in den Antizyklonen die geschlossenen Isobaren der Wetterkarten zugrunde und nicht die Luftdruckabweichungen eines einzelnen Ortes (oder zweier Orte von verschiedener Höhenlage). Sehr niedriger Druck, ja auch das Monatsminimum des Barometerstandes an einem einzelnen Orte, kann einem Rücken relativ hohen Druckes zwischen zwei tiefen Depressionen angehören, und demnach einem Orte mit Tendenz zu herabsinkender Luft und Aufklarung, dem Gegenteil des Witterungscharakters und Temperaturregimes einer wahren Depression. In Mitteleuropa tritt dieser Fall nicht so selten ein zwischen einer tiefen atlantischen Depression im Norden und einer ebenfalls tiefen Depression im Süden über dem Mittelmeere. In dem Rücken höheren Luftdruckes dazwischen kann örtlich das Luftdruckminimum eintreten. Wenn man reine, ganz sichere Resultate erhalten will, muß man deshalb die Wetterkarten den Untersuchungen zugrunde legen und nicht die Barometerstände einzelner Orte. Dasselbe erfordert auch

[1]) La pression et la température de l'air dans les Cyclones et les Anticyclones. Réponse à M. J. Hann. Observ. St. Louis Jersey. Bull. de Observation XIIe Année 1905. 4°. p. 1—7.

Digitized by Google

der Umstand, daß der Luftdruck auf einem Berggipfel auch eine Funktion der Temperatur der Luft unterhalb ist, weshalb man keine ganz reinen Resultate über den Zusammenhang der vertikalen Temperaturverteilung mit den Windsystemen erhalten kann, wenn man nicht die Wetterkarten der Untersuchung zugrunde legt. Daß im allgemeinen niedriger und hoher Luftdruck an der Erdoberfläche auch mit niedrigem und hohem Luftdruck auf den Berggipfeln zusammenfällt, habe ich keineswegs geleugnet, wie Herr Dechevrens eine Stelle meiner Erwiderung (November 1905) zu deuten scheint. Aus meiner Beschreibung der Zyklonen und Antizyklonen in meinem Lehrbuche geht sicherlich hervor, daß ich die vertikale Erstreckung derselben nicht unterschätzt habe. Herr Dechevrens hat mich völlig mißverstanden, wenn er meint, aus meiner Erwiderung folgende Sätze als meine Ansicht anführen zu können: „C'est quasi un axiome pour les météorologistes qu'au dessus des fortes pressions à la surface du globe se trouvent des pressions faibles à une certaine hauteur, de sorte que le résultats du P. Dechevrens n'auraient pu être rappelés dans mon livre qu'à propos des minima de pression, qui existent par-dessus les maxima d'en bas." Ich sagte an der Stelle bloß: „Es gab eine Zeit, wo dies ein ‚Axiom' war" (es ist auch in dem verbreiteten und hochgeschätzten Werke von Abercromby zu finden), ich selbst pflichtete demselben nicht bei und habe im Gegenteil Beobachtungen gegen dasselbe beigebracht[1]). Die angesehensten Meteorologen haben nach den Beobachtungen an der Erdoberfläche anscheinend mit Recht geschlossen: Da die Barometermaxima kalt, die Minima warm sind, und der Luftdruck in kalter Luft rascher mit der Höhe abnimmt als in warmer, so wird in einer gewissen Höhe der Druck sich ausgleichen, oberhalb derselben aber über den Barometermaxima der Druck niedriger werden, als oberhalb der Minima usw. Ich habe aber aus den Beobachtungen schon 1876 gezeigt[2]), daß die Barometermaxima nur unten kalt sind, weshalb der Schluß nicht berechtigt ist. An betreffender Stelle habe ich obiges „Axiom" angeführt, um zu zeigen, daß man nicht ohne weiteres die Barometerminima auf Bergen mit den Barometerminima an der Erdoberfläche identifizieren darf, wenn man sicher und einwandsfrei schließen will. Daß die an einem Orte vorüberziehenden Kämme und Täler der Luftdruckwellen die örtlichen Barometermaxima und -minima (ziemlich!) gleichzeitig unten und oben bedingen können, habe ich damit nicht in Frage stellen wollen, wie Herr Dechevrens zu glauben scheint.

Von seinen gegen mich gerichteten Nachweisen wollen wir des Interesses halber das Folgende im Auszuge anführen: Vergleich der gleichzeitigen Monatsminima und -maxima des Luftdruckes an einer tiefen und hohen Station und die Temperatur an letzterer; Extreme des Januar in 14 Jahrgängen 1887 (89) und 1891 (90) bis 1903, im Original einzeln mitgeteilt, hier nur die Mittel:

Gleichzeitige Luftdruck- und Temperaturmittel des Januar.

	Salzburg	Sonnblick	Temp.	Salzburg	Sonnblick	Temp.	Genf	St. Bernhard	Temp.	Genf	St. Bernhard	Temp.
Mittel . . .	710.3	502.5	— 17.3	733.9	524.8	— 8.4	713.9	549.8	— 11.3	738.1	571.1	— 3.8
Normal . . .	25.2	15.4	— 13.5	25.2	15.4	— 13.5	27.4	60.5	— 8.5	27.4	60.5	— 8 5
Abweichg. .	— 14.9	— 12.9	— 3.8	+ 8.7	+ 9.4	+ 5.2	— 13.5	— 10.7	— 2.8	+ 10.7	+ 10.6	+ 4.7

Das Ergebnis dieser Zusammenstellung, nach Herrn Dechevrens eine flagrante Widerlegung des „Axioms der Meteorologen", stimmt ja vollständig mit meinen Ansichten überein, und wir können nur dankbar sein für dieses hübsche Schulbeispiel, das zur Aufnahme in die Lehrbücher sich ganz gut eignen wird.

Herr Dechevrens gibt dann auch noch eine Reihe gleichzeitiger Abweichungen des Luftdrucks im Januar zu Salzburg und auf dem Sonnblick sowie im Dezember-Februar zu Genf und auf dem St. Bernhard, und zeigt damit deren Übereinstimmung. Zum Schluß gibt der Verfasser auch einige Nachweise dafür, daß die Ballonbeobachtungen gleichfalls bei

[1]) Ich begreife nicht, wie Herr Dechevrens sagen kann (wörtlich): 1. Hann behauptet, daß die Depressionen auf Bergen nichts gemeinsam haben mit den Depressionen an der Erdoberfläche; 2. daß die Depressionen auf den Bergen notwendigerweise zusammenfallen mit Hochdruck an der Erdoberfläche, und gibt diesem Satz das Gewicht eines Axioms; 3. daß die Depressionen auf den Bergen eine Funktion der Temperatur der unterliegenden Luftschichten sind. Das sind doch offenbare Mißverständnisse, denen ich entgegentreten muß.

[2]) Über das Luftdruckmaximum vom 23. Januar bis 3. Februar 1876, Met. Zeitschr. 1876, S. 129, namentlich S. 135.

Digitized by Google

Hochdruck an der Erdoberfläche in 5 km Höhe eine höhere Temperatur ergeben als bei Niederdruck.

Es ist demnach nur die Methode der Untersuchung, welche zu einer Divergenz der Ansichten zwischen Herrn Dechevrens und dem Autor dieser Zeilen Veranlassung gegeben hat. Inwieweit unsere Ansichten in bezug auf die Theorie der Zyklonen und Antizyklonen[1]) auseinander gehen mögen, muß hier außer Betracht bleiben. J. Hann.

Luftelektrische Beobachtungen im Graham-Land von M. J. Rey[2]). Gelegentlich der französischen antarktischen Expedition (unter Leitung des Dr. Charcot) wurden im Graham-Land unter 65° 4′ SBr. und 65° 46′ E. L. Messungen des Potentialgefälles mittels eines Exner-Elster-Geitelschen Elektroskopes und einem Radiumkollektor von M. Curie angestellt.

Der Beobachtungsort lag in leichtwelligem Terrain einige Meter über dem Meeresspiegel. Herr Schiffsleutnant Matha stellte gleichzeitige Reduktionsmessungen auf dem glatt zugefrorenen Meere an, die den Reduktionsfaktor 1 ergaben, so daß die in der folgenden Tabelle gegebenen Werte als Absolutwerte des Potentialgefälles in Voltmeter anzusehen sind.

Die Beobachtungen erstrecken sich über einen Zeitraum von 2 Monaten, November und Dezember 1904. Es wurden etwa 10000 Ablesungen gemacht, aus denen der tägliche Gang abgeleitet ist.

Der tägliche Gang des Potentialgefälles stellt eine einfache Welle mit einem Minimum in den ersten Morgenstunden (etwa $4^h 30$) und einem scharf ausgeprägten Maximum am Nachmittag (um $2^h 30$) dar.

Die Stundenmittel sind in der folgenden kleinen Tabelle gegeben (mit Ausschaltung der Störungen).

	$0^h 30$	$1^h 30$	$2^h 30$	$3^h 30$	$4^h 30$	$5^h 30$	$6^h 30$	$7^h 30$	$8^h 30$	$9^h 30$	$10^h 30$	$11^h 30$	
Vormittag .	64.1	60.6	58.7	54.5	50.5	53.6	56.0	67.2	64.2	78.0	80.1	80.4	Voltmeter
Nachmittag	68.7	78.9	94.6	79.4	89.3	77.8	67.6	74.2	62.9	61.7	55.0	62.6	„

Die mittlere Amplitude der täglichen Variation beträgt 44.1 Voltmeter und das Gesamtmittel 68.4 Voltmeter.

Bei klarem Himmel beträgt das Gesamtmittel 62 4 Voltmeter, bei trübem Wetter (dem häufigeren Fall) 68.7 Voltmeter. In keinem Falle wurden negative Werte gefunden.

Die in diesen Regionen sehr häufigen E- und ENE-Winde, die durch ihre Intensität und die sie begleitenden Temperaturerhöhungen bemerkenswert sind, verstärken das Potentialgefälle sowohl in bezug auf das Tagesmittel als auf das Nachmittagsmaximum ganz bedeutend.

Ruhiger Nebel verdoppelt das Tagesmittel des Potentialgefälles — schneeiger Niederschlag vermindert dasselbe.

So finden wir in der Nähe des Südpolarkreises jenen Typus des Ganges des Potentialgefälles, den Chauveau als den gesetzmäßigen störungsfreien bezeichnet; er stimmt gut mit jenem überein, den Lemström und Biese im Norden Finlands gefunden haben.

Der Absolutwert des Potentialgefälles in Voltmetern ist kleiner als der in gemäßigten Zonen gefundene.

Bei einer Anzahl von Zerstreuungsmessungen mit dem Elster-Geitelschen Apparate wurde der Ladungsverlust in einer Minute zu 3.1 Proz. der Anfangsladung gefunden.

Winde und Jahreszeiten am Tschadsee. Einem längeren interessanten Artikel von Audoin: Notice hydrographique sur le lac Tchad, in der Zeitschrift La Géographie 12, 305—371 (1905), entnehmen wir folgende Mitteilungen über das Regime der Winde.

Während 6 Monaten von Mitte Oktober bis Mitte März herrschen die NE-Winde, in der übrigen Zeit Winde von SW.

Die NE-Winde, das sind die für die geogr. Breite normalen Passate, wehen häufig als steife Brise und bewirken auf dem See hohen Wellengang. Bei mittlerem Barometerstand erheben sie sich gegen 11^h abends, erreichen ihre größte Stärke um 9^h vormittags und flauen dann ab. Um Mittag herrscht Windstille, oder es wehen schwache Brisen, die mehr und mehr aus W kommen und nach S gehen, in dem Maße als die Sonne ihren täglichen Gang voll-

[1]) Dechevrens, La Théorie Hydrothermodynamique des tourbillons atmosphérique. Août 1905.
[2]) Compt. rend. 141, No. 21, Nov. 1905, p. 850.

Digitized by Google

endet. Um 6^h abends kommt der Wind von SW und seine Drehung vollzieht sich in derselben Weise bis 11^h abends, der Zeit, wo der NE einsetzt.

Bei hohem Barometerstand haben die NE-Winde die Tendenz, nach NNE umzugehen und verstärken sich bis zum Grade 6 bis 7 der Beaufortskala.

Die Sonne modifiziert nur wenig ihre Intensität oder Richtung, sie bleiben konstant Tag und Nacht. Der feine Staub, den sie mit sich führen, überzieht alles, die Atmosphäre nimmt eine graue Farbe an, die so charakteristisch ist für gewisse Tage mit Nebelwetter auf den nördlichen Meeren, die Sonne bleibt verdeckt zuweilen während des ganzen Tages. Die Temperatur bleibt unter dem Mittel und erhebt sich kaum über 22^0; sie sinkt auch kaum während der Nacht, denn der suspendierte Staub verhindert zweifellos die nächtliche Ausstrahlung. Abgesehen vom Barometerstand kündigen sich diese frischen Winde schon abends an durch eine nebelige Atmosphäre, bleiche Sonne, die sich rötet einige Zeit vor dem Untergang. Dasselbe bemerkt man am Morgen. Diese Brisen dauern 3 bis zu 5 Tagen.

Bei niedrigem Barometerstand hat man Windstillen oder variable Winde.

Nach dem Frühlingsäquinoktium nehmen die NE-Winde an Stärke und Regelmäßigkeit ab, Kalmen und variable Winde sind häufig, kleine trockene Tornados von SW treten auf, die Temperatur steigt. In der zweiten Hälfte des Aprils hat sich der Wechsel der Jahreszeit vollzogen, es wird heiß und die Feuchtigkeit nimmt beträchtlich zu, Blitze erleuchten den Horizont im S und W, der Donner macht sich hörbar, einige Böen bringen Regentropfen, die Herrschaft der SW-Winde hat sich eingestellt.

Die Winde von SW erreichen weder die Regelmäßigkeit noch die Stärke der NE-Winde. Die Zeit, während welcher sie wirklich wehen, hat im allgemeinen schönes Wetter, bis auf gelegentliche Tornados.

Man hat am Tschadsee drei Jahreszeiten. I. Eine kühle und selbst kalte Zeit von Mitte November bis Mitte März, die Zeit der NE-Winde. Die Temperaturmaxima halten sich zwischen 26—28° C, am Morgen vor Sonnenanfgang sinkt die Temperatur um 4—5° bei NE-Wind. Bei SW oder Kalmen ist es wärmer. Die Verdunstung ist stark. II. Die heiße Zeit von Mitte März bis Mitte Juli. Die Temperatur steigt beträchtlich, auch die Nächte sind warm. Tornados, zuweilen mit etwas Regen begleitet, suchen den See heim. III. Die Regenzeit und zugleich die Zeit hohen Wasserstandes von Mitte Juli bis Mitte November. Es wird kühler, der Wasserstand steigt. Tornados, aus verschiedenen Richtungen kommend, bringen Regen von kurzer Dauer. Dieser Witterungscharakter hält an bis Mitte September. Der Wasserstand wächst zuweilen noch bis um die Mitte des Dezembers. Im Jahre 1903 erhob sich der Seespiegel um ungefähr 0,6 m. (Diese Schilderung bezieht sich hauptsächlich auf die Inselgegend im E des Sees.)

Ein längerer Abschnitt des Artikels beschreibt die fortwährende Abnahme des mittleren Wasserstandes des Sees, die seit Dezennien andauert. Der See hat schon sehr beträchtlich an Umfang abgenommen und sich weit von den früheren Ufern zurückgezogen. Diese Austrocknung ist eine allgemeine, und erstreckt sich auf den ganzen See, sie ist nicht bloß die Folge einer Verschiebung der Wassermassen von E gegen W, wie zuweilen angenommen wird [1]).

Größte Regenmenge pro Minute in Triest. In der Nacht vom 10. auf den 11. September 1906 ging zu Triest ein äußerst heftiger Gewitterregen nieder, dessen Intensität, falls man dieselbe auf 5 Minuten-Zeitintervalle reduziert, die bisher hier seit 1894 zur Beobachtung gelangte übertrifft.

In dieser Zeitschrift, November 1901, S. 528 u. 529, hatte ich zwei der stärksten Regenfälle mitgeteilt und zwar für den 17. September 1899 und für den 29. August 1901.

Der im heurigen Jahre beobachtete Regenguß dauerte am 11. September von $12^h\,11^m$ bis $1^h\,9^m$ morgens, mithin durch 58 Minuten ununterbrochen an und erreichte eine Niederschlagshöhe von 45.8 mm, demnach pro Minute eine Regenhöhe von 0.79 mm. Übertragen wir die Registrierkurve (Rungscher Ombrograph) in einen vergrößerten Maßstab, die ein-

[1]) Wir glauben hier aufmerksam machen zu müssen auf die eingehenden, auf Beobachtungen aller meteorologischen Elemente beruhenden Schilderungen des Klimas am Tschadsee von G. Rohlfs Reise durch Nordostafrika. Peterm. Geogr. Mitteil., Ergänzungsheft 25 und 34 (1872), S. 122 und von Nachtigal: Sahara und Sudan 2 (1881), 448 usw.

Digitized by Google

zelnen Zeitminuten als Abszissen, die Regenhöhen als Ordinaten, so resultieren nachfolgende Werte:

11. September 1906.

$12^h\,15^m$	$12^h\,20^m$	$12^h\,25^m$	$12^h\,30^m$	$12^h\,35^m$	$12^h\,40^m$	$12^h\,45^m$	$12^h\,50^m$	$12^h\,55^m$	$1^h\,0^m$	$1^h\,5^m$	$1^h\,10^m$ a
Regenmengen innerhalb 5 Minuten.											
1.9	2.5	4.4	4.2	4.2	7.5	10.9	3.7	2.9	1.4	1.2	1.1 mm
Regenmengen auf 1 Minute reduziert.											
0.38	0.50	0.88	0.84	0.84	1.50	2.18	0.74	0.58	0.28	0.24	0.22 „

Die angeführten Zeiten entsprechen dem Ende der Zeitintervalle. Aus dieser Reihe folgt zur Zeit der größten Intensität eine Regenhöhe von 2.18 mm pro Minute. Wird jedoch aus der Regenkurve nur die steilste Stelle berücksichtigt, so resultieren hier durch 4 Minuten und zwar von $12^h\,38^m$ bis $12^h\,42^m$ a 10.6 mm, mithin eine Maximalintensität von 2.65 mm pro Minute. Diese Werte übertreffen die beiden früher in Triest beobachteten.

Regenmenge auf 1 Minute reduziert.

	Aus der ganzen Dauer des Regengusses		Aus der größten Intensität innerhalb 5 Minuten	Aus der größten Intensität überhaupt	
1899, 17. September	(37 Min.)	1.22 mm	1.70 mm	(2 Min.)	1.95 mm
1901, 29. August	(84 „)	0.88 „	1.92 „	(2 „)	2.05 „
1906, 11. September	(58 „)	0.79 „	2.18 „	(4 „)	2 65 „

Zu bemerken wäre noch, daß der registrierende Regenmesser seit 1903 im Garten des neuen Observatoriums in einer Seehöhe von 67.5 m und 2.6 m über dem Erdboden aufgestellt ist. Mazelle.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Fort Simpson. Die Beobachtungsergebnisse zu Fort Simpson am Mackenzie-River reichen weit zurück, sind aber immer mehr oder weniger lückenhaft gewesen. Deshalb schien es uns zweckmäßig, die Beobachtungsreihen der letzten Jahrgänge nach der Canadian Met. Report 1900/03 hier zusammenzustellen in kurzen Auszügen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen von Fort Simpson in den Jahren 1900/03, 61° 52′ NBr. 121° 43′ WL.

1900

	Temperatur				
	Mittleres			Absolutes	
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.
Januar . . .	— 26.8	— 36.4	— 31.6	— 15.0	— 46.1
Februar . .	— 22.9	— 36.4	— 29.6	— 10.0	— 45.8
März . . .	— 10.7	— 27.4	— 19.0	3.9	— 45.6
April . . .	5.1	— 7.9	— 1.4	15.6	— 15.0
Mai	11.4	1.8	6.6	18.9	— 2.8
Juni	20.7	7.4	14.0	26.7	— 2.8
Juli	20.8	7.6	14.2	26.4	— 0.3
August. . .	18.3	6.7	12.5	25.6	— 2.8
September .	13.8	1.5	7.6	21.7	— 5.0
Oktober . .	— 1.7	— 7.1	— 4.4	4.4	— 16.1
November .	— 14.8	— 22.6	— 18.7	— 5.0	— 33.9
Dezember .	— 21.8	— 28.9	— 25.3	— 10.6	— 44.4
Jahr	— 0.7	— 11.8	— 6.2	26.7	— 46.1

1901

	Temperatur				
	Mittleres			Absolutes	
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.
Januar . . .	— 25.3	— 32.4	— 28.8	— 10.6	— 52.2
Februar . .	— 20.3	— 28.4	— 24.3	1.1	— 42.2
März . . .	— 9.7	—	—	2.8	—
April . . .	1.7	—	—	16.7	—
Mai	12.7	—	—	22.8	—
Juni	19.8	—	—	25.6	—
Juli	21.9	9.7	15.8	27.2	—
August. . .	19.0	7.2	13.1	26.1	— 3.9
September .	11.3	1.0	6.1	25.6	— 7.2
Oktober . .	3.4	— 3.1	0.1	15.6	— 15.6
November .	— 18.0	— 24.8	— 21.4	— 10.0	— 35.6
Dezember .	— 20.1	— 25.9	— 23.0	— 9.4	— 41.7
Jahr	0.3	—	—	27.2	— 52.2

1902 und 1903

	Temperatur				
	Mittleres			Absolutes	
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.
Januar 1902	— 24.9	— 31.9	— 28.4	— 14.4	— 47.0
Februar . .	— 13.6	— 23.9	— 18.7	— 5.0	— 41.7
März . . .	— 17.1	— 27.7	— 22.4	3.3	— 45.6
April . . .	0.0	— 12.1	— 6.0	8.3	— 21.7
Mai	11.4	— 0.3	5.5	22.2	— 9.4
Juni	16.3	5.4	10.8	27.2	— 2.8
Juli 1903	21.9	9.7	15.8	26.1	— 0.6
August. . .	20.6	8.8	14.7	30.6	— 0.2
September .	11.2	0.2	5.7	21.7	— 5.0
Oktober . .	— 2.0	— 10.1	— 6.0	7.2	— 20.0
November .	— 16.2	— 23.6	— 19.9	— 1.7	— 32.8
Dezember .	—	—	—	—	—
Jahr	—	—	—	30.6	— 47.0

	Niederschlags-					
	Menge			Tage		
	1900	1901	1902	1900	1901	1902
Januar 1902	26	11	15	12	5	3
Februar . .	17	19	20	3	6	3
März . . .	9	13	22	2	7	6
April . . .	11	12	37	3	6	6
Mai	78	36	71	15	5	9
Juni	39	33	18	8	4	2
Juli 1903	14	28	25	7	3	3
August. . .	3	19	27	1	4	5
September .	49	11	22	5	2	4
Oktober . .	37	21	14	7	4	4
November .	20	23	5	5	6	1
Dezember .	33	13	—	6	3	—
Jahr	336	239	—	74	55	—

Digitized by Google

Zur Meteorologie des arktischen Nordamerika. Wir entnehmen den letzten Jahresberichten des Meteorologischen Amtes für Kanada (Report Met. Service of Canada for the year 1900/03) die Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen an der NW-Küste von Nordamerika. Herschel-Insel liegt noch weit östlich von dem bekannten Point Barrow, westlich von der Mündung des Mackenzie-River. Sie ist letzthin durch die Polarexpedition von Kapitän Amundsen allgemeiner bekannt geworden.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Herschel-Island in den Jahren 1900 bis 1903, 69° 30′ NBr., 139° 15′ WL.

1900

	Temperatur					
	Mittleres			Absolutes		Bewölkung
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	
Januar .	— 27.3	— 33.4	— 30.3	— 7.3	— 45.2	5.0
Februar.	— 24.6	— 31.4	— 28.0	— 11.4	— 37.3	2.8
März . .	— 17.8	— 26.2	— 22.0	— 3.7	— 39.7	5.8
April . .	— 12.3	— 19.7	— 16.0	— 2.7	— 29.1	5.6
Mai. . .	— 5.2	— 11.2	— 8.2	1.8	— 18.3	9.0
Juni . .	6.2	— 0.5	2.8	12.9	— 7.4	7.2
Juli. . .	9.3	2.6	5.9	16.8	— 1.3	6.7
August .	6.4	0.8	3.6	17.1	— 4.5	8.2
Septbr. .	3.5	— 1.5	1.0	13.3	— 8.2	7.2
Oktober.	— 8.0	— 12.7	— 10.3	3.7	— 23.6	8.0
Novbr. .	— 14.8	— 22.9	— 18.8	1.2	— 33.2	5.2
Dezbr. .	— 24.3	— 30.6	— 27.4	— 18.6	— 41.4	5.1
Jahr . .	— 9.1	— 15.6	— 12.3	17.1	— 45.2	6.3

1901

	Temperatur					
	Mittleres			Absolutes		Bewölkung
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	
Januar .	— 26.1	— 33.0	— 29.5	— 1.8	— 46.4	6.3
Februar.	— 21.9	— 30.7	— 26.3	0.1	— 38.3	4.7
März . .	— 28.1	— 33.8	— 30.9	— 20.4	— 40.0	5.8
April . .	— 13.2	— 22.1	— 17.6	— 3.0	— 33.9	6.2
Mai. . .	— 5.4	— 13.0	— 9.2	9.3	— 24.0	7.8
Juni . .	3.9	— 2.8	0.5	16.0	— 11.3	4.9
Juli. . .	11.3	3.1	7.2	20.4	— 0.3	7.7
August .	7.7	2.3	5.0	16.7	— 1.7	7.1
Septbr. .	3.3	— 1.1	1.1	12.7	— 4.4	7.5
Oktober.	— 6.1	— 10.4	— 8.2	0.6	— 10.1	8.2
Novbr. .	— 17.8	— 22.8	— 20.3	— 7.6	— 32.4	4.8
Dezbr. .	— 21.2	— 28.1	— 24.6	— 8.3	— 38.6	6.5
Jahr . .	— 9.5	— 16.0	— 12.7	20.4	— 46.4	6.5

1902

	Temperatur					
	Mittleres			Absolutes		Bewölkung
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	
Januar .	— 25.2	— 32.5	— 28.8	— 10.9	— 42.2	4.3
Februar.	— 19.9	— 28.0	— 23.9	— 2.4	— 46.3	4.1
März . .	— 14.4	— 24.3	— 19.3	1.3	— 33.6	4.3
April . .	— 12.2	— 21.9	— 17.0	0.8	— 29.4	3.7
Mai. . .	— 4.1	— 10.6	— 7.3	4.2	— 21.1	5.0
Juni . .	5.4	— 0.8	2.3	12.5	— 7.0	4.6
Juli. . .	9.2	1.3	5.2	16.7	— 1.7	7.5
August .	8.1	2.3	5.2	17.5	— 1.9	7.0
Septbr. .	1.4	— 2.7	— 0.6	9.2	— 10.8	7.5
Oktober.	— 12.9	— 16.5	— 14.7	— 1.9	— 26.9	8.5
Novbr. .	— 19.7	— 25.3	— 22.5	— 11.7	— 30.8	4.8
Dezbr. .	— 20.3	— 28.4	— 24.3	— 2.2	— 38.3	4.7
Jahr . .	— 8.6	— 15.6	— 12.1	17.5	— 46.3	5.5

1903

	Temperatur					
	Mittleres			Absolutes		Bewölkung
	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	
Januar .	— 27.9	— 34.1	— 31.0	— 11.7	— 41.7	5.1
Februar.	— 18.9	— 25.4	— 22.1	— 0.3	— 38.0	3.5
März . .	— 27.9	— 34.1	— 31.0	— 12.2	— 41.5	2.4
April . .	— 13.9	— 21.2	— 17.5	— 6.9	— 34.1	4.9
Mai. . .	— 2.7	— 9.7	— 6.2	6.9	— 17.1	7.7
Juni . .	6.7	0.7	3.7	14.9	— 3.7	6.8
Juli. . .	11.4	5.2	8.3	19.9	1.1	6.5
August .	11.1	3.8	7.4	16.4	0.0	5.8
Septbr. .	3.9	— 0.6	1.6	10.6	— 5.0	6.7
Oktober.	— 0.1	— 5.4	— 2.7	9.4	— 11.7	5.6
Novbr. .	— 17.4	— 24.1	— 21.7	— 5.9	— 34.4	4.0
Dezbr. .	—	—	—	—	—	—
Jahr . .	—	—	—	19.9	(— 41.7)	—

Provisorische Sonnenflecken-Relativzahlen für das III. Quartal 1906.

	Juli	August	September		Juli	August	September
1	124	53	105	17	110	34	—
2	121	45	68	18	121	23	—
3	132	46	—	19	120	30	—
4	140	31	54	20	118	37	63
5	137	19	36	21	103	44	—
6	134	7	46	22	118	58	55
7	110	13	76	23	110	55	58
8	—	20	68	24	115	65	31
9	104	27	69	25	82	79	44
10	108	31	46	26	75	—	37
11	91	35	67	27	67	—	43
12	73	38	59	28	76	—	32
13	—	50	56	29	86	106	50
14	74	43	51	30	98	88	26
15	95	26	82	31	92	92	—
16	104	47	70	Mittel	104.8	44.4	55.7

Zürich, 30. September 1906. A. Wolfer.

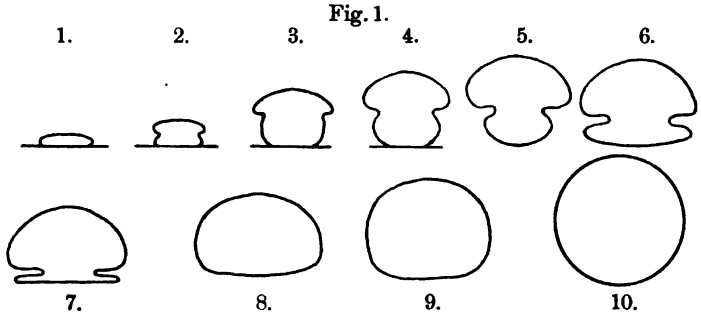
Deformation der Sonnenscheibe beim Sonnenaufgang. Während meines Journaldienstes an der Zentralanstalt für Meteorologie in Wien, „Hohe Warte", bot sich mir die Gelegenheit, am 1. August 1906 eine sehr interessante Deformation der aufgehenden Sonne

Digitized by Google

vom Turme aus zu beobachten, die ich hier nach meinen Notizen und Skizzen in zehn Bildern niederlege.

In der Form 1 der Fig. 1 war die aufgehende Sonnenscheibe tief purpurrot, sie gewann immer mehr Glanz und Reinheit bis zur Form 4 der Fig. 1, ohne Farbenänderung. In der Form 5 der Fig. 1 war die ganze Sonne rotgold und hatte oben einen leisen Anflug von goldgelb, der sich allmählich nach unten verbreitete, bis endlich, bei Annahme der kreisrunden Form 10 in Fig. 1, die goldgelbe Farbe die ganze Scheibe überdeckte und immer glänzender und blendender wurde, so daß man sie nicht mehr mit freiem Auge betrachten

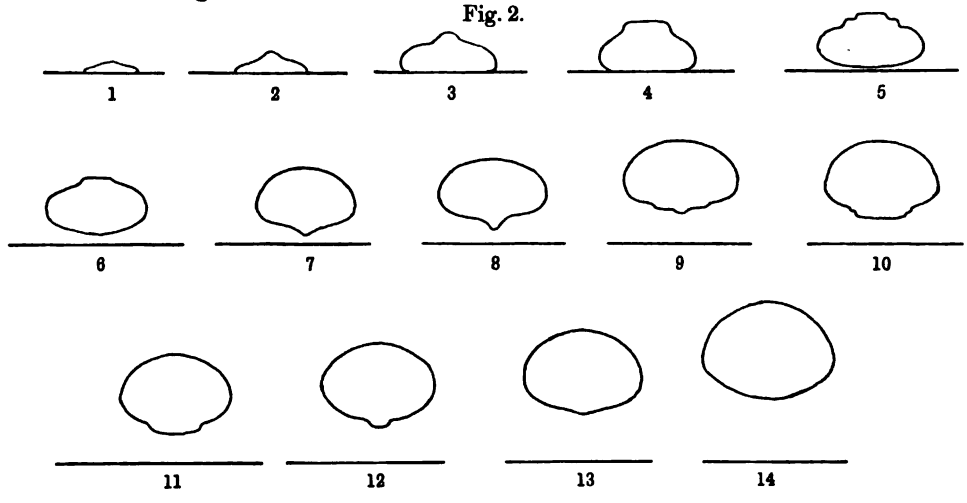
Fig. 1.



konnte. In der Form 6 und 7 der Fig. 1 war vor der Sonne ein durchsichtiger Dunststreifen zu sehen, der dieselbe purpurrote Färbung hatte wie der untere Teil der Sonne selbst und sehr bald verschwand. Sobald die Sonne die Form 8 und 9 der Fig. 1 angenommen hatte, schwankte der untere Umriß der Scheibe, wie wenn dieselbe in eine braungraue bewegte Flüssigkeit eingetaucht wäre und die Wellen bald die rechte und bald die linke Seite der Sonne verdecken möchten.

Die Deformation dauerte von $4^h\,35$ a bis $4^h\,46$ a „Wiener Zeit". Die Zentralanstalt liegt in $48^0\,15'$ n. Br. und $16^0\,21'$ östl. L. von Greenwich in einer Seehöhe von 203,5 m. Der Turm selbst erhebt sich etwa 22 m über die Höhenmarke. Die Temperatur am Turme war 18.2 C und die relative Feuchtigkeit 78 Proz. Unten in der Hütte war die Temperatur 16.8 C, die relative Feuchtigkeit 91 Proz.

Fig. 2.



Der Himmel war fast wolkenlos, nur in SE war ein kleiner Cirrocumulus, und in SW sehr nahe am Horizont kaum sichtbarer Cumulus. Der Cirrocumulus war am unteren Rande ein wenig rot gefärbt. Am Horizont lag ziemlich starker Dunst, der die Fernsicht auf 8 bis 9 km begrenzte. Nachdem die Sonne ihre gewöhnliche Form angenommen hatte, fing die Nebelbildung an.

Am 15. August um $4^h\,53$ a sah ich wieder eine Deformation der Sonnenscheibe ebenfalls beim Sonnenaufgange, die hier in 14 Bildern die Fig. 2 veranschaulicht.

Die Sonne nahm langsam dieselben Farben an wie bei der ersten Deformation. Diesmal schwankten die Ränder der aufgehenden Sonne nicht so sehr wie das erstemal. Um

Digitized by Google

5^h 2 a nahm die Sonne ihre gewöhnliche kreisrunde Form an. Es war diesmal ganz wolkenlos, und die Fernsicht auf 10 bis 11 km durch Dunst begrenzt. Das trockene Thermometer am Turme zeigte 18.2° C und das feuchte Thermometer 15.3°. Außerdem war es vollkommen windstill. Johann Krčmář, cand. phil.

Meteorologische Beobachtungen im Jahre 1905 auf den Azoren. Wir verdanken Herrn Chaves, Direktor des meteorologischen Dienstes auf den Azoren, eine größere Anzahl von Tabellen mit den Ergebnissen (auch stündlichen) der meteorologischen Beobachtungen im Jahre 1905 zu Ponta-Delgada und Horta. Die folgende kleine Tabelle enthält die Hauptergebnisse. Die Resultate gründen sich auf die direkten täglichen Ablesungen um 9^h, Mittag, 3^h und 9^h; die Extreme sind den Registrierinstrumenten entnommen. (Leider wird nicht gesagt, ob auch das Temperaturmittel aus $[9^h + 12^h + 3^h + 9^h] : 4$ gebildet ist, es wäre dann viel zu hoch.)

Die Reduktion des Barometerstandes auf das Meeresniveau beträgt für Ponta-Delgada + 1.4 mm, für Horta + 2.6 mm. Das 40jährige Mittel für Ponta-Delgada (im Meeresniveau) ist 766.26 (ohne Schwerekorrektion?), jenes für Horta (5jähr. Mittel) 766.22 mm.

Die größte Regenmenge war zu Ponta-Delgada 7.2 mm in 10 Minuten am 21. Dezember, zu Horta 16.4 mm in einer Stunde am 29. September. Das Maximum der Windgeschwindigkeit war zu Ponta-Delgada 30.5 m (NE) am 9. Januar, zu Horta 27.8 m (SW und W) zweimal. Stürme (Windstärke 70 bis 100 km pro Stunde) sind häufig auf den Azoren im Winter und Frühling. Ponta-Delgada hatte 26, Horta 28 solcher Sturmtage.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Ponta-Delgada im Jahre 1905.

1905	Luftdruck		Temperatur				Feuchtigkeit		Niederschlags-		Bewölkung			Tage mit	
				Tägl.	Absolutes										
	Mittel	Schwkg.	Mittel	Schwkg.	Max.	Min.	Rel.	Absol.	Menge	Tage	0—2	2—8	8—10	Nebel	Gewitter
Januar	765.8	29.7	14.6	4.1	18.4	8.0	81	10.2	118	20	0	15	16	11	0
Februar	71.1	17.7	14.7	3.8	17.5	9.5	76	9.6	28	8	1	18	9	1	0
März	64.7	26.3	14.9	4.6	17.9	9.6	73	9.3	63	17	0	15	16	12	0
April	63.5	22.4	16.1	4.7	20.6	11.4	78	10.7	50	14	1	20	9	6	0
Mai	67.0	17.7	17.5	5.2	21.5	11.9	73	10.8	62	10	1	25	5	3	0
Juni	65.2	13.8	19.2	4.5	23.1	13.5	77	12.8	44	13	1	21	8	7	0
Juli	66.5	13.6	22.9	5.5	26.9	16.9	76	15.7	40	11	2	27	2	1	0
August	67.2	10.6	22.7	5.0	26.4	16.4	73	15.1	28	9	2	27	2	3	0
Septbr.	66.0	10.2	21.1	4.8	25.1	15.4	73	13.8	32	14	2	27	1	4	1
Oktober	62.9	19.4	19.6	4.7	23.4	14.5	75	12.8	64	15	0	24	7	2	0
Novbr.	66.4	20.8	17.5	3.7	22.0	11.4	75	11.6	58	16	0	26	4	5	1
Dezbr.	61.1	32.6	16.0	4.2	19.4	9.5	77	10.5	152	20	0	16	15	5	1
Jahr	765.6	39.6	18.1	4.6	26.9	8.0	76	11.9	739	167	10	261	94	60	3
1905	Horta, 38° 36′ NBr., 28° 45′ W. v. Gr., 28 m.														
Januar	764.3	30.8	14.3	4.3	19.2	6.6	81	9.9	84	21	0	11	20	4	0
Februar	69.3	19.3	14.5	3.9	18.1	8.8	78	9.7	78	11	0	13	15	1	0
März	63.2	27.5	14.3	4.5	18.8	7.0	73	9.0	180	17	0	3	28	3	1
April	61.7	22.2	16.2	5.0	21.9	10.4	77	10.5	74	15	0	19	11	5	0
Mai	65.9	20.0	17.9	5.4	21.7	11.2	73	11.1	65	13	2	13	16	4	0
Juni	64.5	15.4	19.4	5.4	24.2	13.0	74	12.4	88	12	1	20	9	3	0
Juli	65.4	16.2	22.6	5.6	27.4	14.9	77	15.6	94	12	2	24	5	3	4
August	66.3	12.2	22.6	5.4	28.0	15.8	74	15.1	158	14	3	23	5	4	0
Septbr.	65.2	15.2	21.5	5.3	26.4	15.4	72	13.8	59	11	3	19	8	5	1
Oktober	62.1	19.0	19.7	4.1	23.2	14.4	74	12.6	48	12	1	14	16	0	0
Novbr.	65.5	19.8	17.7	3.8	23.1	11.9	78	12.0	78	21	0	15	15	8	0
Dezbr.	58.7	33.3	15.6	4.2	19.2	8.0	78	10.4	250	21	1	13	17	2	3
Jahr	764.3	39.1	18.0	4.8	28.0	6.6	76	11.8	1256	180	15	187	165	42	9

A. Mascari. Die periodische Veränderung der Sonnenstrahlung, abgeleitet aus den Beobachtungen der Sonnenfackeln. Mem. d. Società d. Spettroscopisti Ital. Bd. XXXV, 5a (1906). Seit 1894 werden in Catania so oft als möglich Beobachtungen der Sonnenfackeln gemacht. Dieselben zeigen denselben Gang der Intensität wie die Sonnenflecken, ein Maximum 1895, ein Minimum 1901, das nächste Maximum 1905. Auch die Häufigkeit der Fackeln ließ einen ähnlichen Gang erkennen. Die Intensität derselben wurde geschätzt und hiernach die Fackeln bezeichnet als sehr stark, stark, gewöhnlich, schwach oder sehr schwach.

Digitized by Google

Nimmt man die ersten drei und die letzten zwei Intensitäten zusammen, bezeichnet diese Gruppen mit I und II, so ergeben sich folgende Häufigkeitszahlen (auf Tausend) für die einzelnen Jahre:

Intensität	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905
I	764	679	575	545	424	345	308	231	394	561	632	723
II	236	322	426	454	575	655	691	769	605	439	367	278

Bezeichnet man die Intensitäten „sehr schwach" mit 1, „schwach" mit 2, „gewöhnlich" mit 3 usw., so erhält man die folgenden relativen Intensitätswerte J der beobachteten Fackeln:

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905
J	2.83	2.77	2.60	2.52	2.29	2.17	2.15	1.88	2.21	2.63	2.75	2.97
ΣJ . . .	29.80	30.52	27.90	23.11	16.42	13.92	6.02	4.62	5.70	11.55	17.74	19.63

Aus den Zahlen J stellt sich der mit den Sonnenflecken parallele Gang der Intensität der Sonnenfackeln heraus. Die Leuchtkraft der Sonne wird natürlich von der Intensität der Fackeln beeinflußt.

Um nun einen wenigstens relativen Wert der Leuchtkraft der Fackeln während der verschiedenen Jahre zu erhalten, hat Mascari die in der ersten Zeile obiger Tabelle stehenden Intensitäten mit der Häufigkeit der Fackeln während der Jahre multipliziert und auf diese Weise die Zahlen ΣJ in der zweiten Zeile der vorstehenden Tabelle gefunden. Sie geben einen Begriff von den Schwankungen der Strahlung, welche die Sonnenfackeln im Laufe dieser Jahre aussandten.

Wie sich zeigt, sind die Schwankungen sehr groß und gehen mit jenen der Sonnenflecken parallel; es unterliegt somit auch das gesamte Sonnenlicht einer periodischen Variation und zwar derart, daß dessen Maxima zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima, die Minima zur Zeit der Minima der Flecken fallen, ein Resultat, das der ursprünglichen Erwartung Mascaris zuwiderläuft. F. M. E.

Resultate meteorologischer Beobachtungen in der Baffinsbai. Der Monthly Weather Review für Kanada, Oktober 1905 entnehmen wir die folgenden Beobachtungsergebnisse.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Blacklead Island (Baffinsbay) im Jahre 1904/05.

65° 0′ NBr., 66° 12′ WL., 15 m.

	Temperatur						Tage mit				
	9^a	1^p	9^p	Mittel[1])	Max.	Min.	Regen	Schnee	Sturm	Nebel	Aurora
Juni 1904 . .	3.2	11.6	2.3	5.7	29.2	— 1.7	—	—	—	—	—
Juli	4.7	7.9	4.7	5.8	31.1	0.0	15	1	4	13	0
August . . .	3.1	4.1	1.8	3.0	9.4	0.0	20	2	4	21	0
September . .	— 1.1	1.4	— 2.0	— 0.6	8.3	— 6.7	3	7	0	3	4
Oktober . . .	— 8.7	— 7.1	— 9.1	— 8.3	— 0.6	— 16.4	0	4	6	9	1
November . .	— 9.3	— 7.7	— 8.9	— 8.6	— 0.6	— 23.9	0	15	4	2	0
Dezember . .	— 20.8	— 20.1	— 21.3	— 20.7	— 9.4	— 32.2	0	9	1	0	0
Januar 1905 .	— 25.2	— 24.5	— 24.5	— 24.7	— 13.9	— 37.8	0	6	5	3	0
Februar . . .	— 20.0	— 18.2	— 20.6	— 19.6	— 7.8	— 31.1	0	6	2	0	0
März	— 19.2	— 16.2	— 21.6	— 19.0	— 3.3	— 28.3	0	10	3	7	0
April	1.2	4.8	— 3.9	0.7	18.9	— 14.4	0	13	2	9	2
Mai	3.3	10.7	— 3.3	3.6	22.8	— 11.7	0	7	5	8	0
Juni	5.8	12.7	3.3	7.2	28.3	— 2.2	2	8	5	5	0
Juli	14.1	19.8	6.2	13.3	32.8	0.0	6	0	0	0	0
Jahr	— 6.4	— 3.4	— 8.7	— 6.1	32.8	— 37.8	31	87	37	67	7

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
N	39	30	38	13	35	19	7	1	12	16	38	41	289
NE	8	0	0	5	2	5	0	0	0	7	1	2	30
E	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	4
SE	0	2	2	7	0	2	2	4	0	4	1	0	24
S	15	21	5	36	22	20	37	60	12	13	33	22	296
SW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	6	9
W	0	0	0	0	0	0	0	1	0	6	0	3	10
NW	6	2	12	0	1	3	2	7	19	13	2	2	69
Kalmen . . .	25	29	36	29	33	41	33	20	45	29	15	17	352

[1]) Diese Mittel sind zu hoch; $(9^h + 9^h) : 2$ würden besser sein.

Digitized by Google

Täglicher Gang der Sonnenscheindauer und der Bewölkung in Hongkong. Wir entnehmen dem Jahresberichte des Herrn Direktor Doberck in Hongkong pro 1903 die folgenden zehnjährigen Mittelwerte (1894—1903) der Sonnenscheindauer und der Bewölkung. Die letzteren Daten geben wir in Form von Mitteln der zwei Jahreszeiten, die in betreff der täglichen Periode sich wesentlich unterscheiden.

Mittlerer monatlicher und jährlicher Gang des Sonnenscheins.

	6^a	7^a	8^a	9^a	10^a	11^a	Mittg.	1^p	2^p	3^p	4^p	5^p	6^p	Summe	Proz.
Januar .	0.0	2.5	10.3	13.2	14.7	16.2	16.4	17.1	16.8	16.5	14.8	5.3	0.0	143.8	46.2
Februar .	0.0	2.6	6.9	8.0	8.9	9.9	10.6	10.8	11.1	10.8	10.1	4.7	0.0	94.4	32.0
März . .	0.0	1.7	6.0	8.2	9.5	10.6	11.6	12.3	12.4	12.4	10.9	4.2	0.0	99.7	29.0
April . .	0.2	2.7	6.0	7.8	9.5	11.1	12.4	13.2	13.6	13.2	11.8	7.2	0.7	109.5	31.0
Mai . .	1.6	9.2	11.8	13.6	15.0	15.5	15.5	15.6	16.5	15.7	14.3	11.9	4.0	160.3	42.2
Juni . .	1.6	7.9	10.7	12.1	13.7	14.5	14.8	15.3	14.7	14.0	12.3	9.5	3.5	144.6	38.5
Juli . .	2.9	14.2	17.5	19.7	20.2	20.7	19.4	20.3	20.6	19.8	18.1	14.8	5.1	213.3	55.6
August .	2.1	13.1	17.2	18.3	19.4	19.2	18.5	19.0	18.9	18.5	16.6	13.2	3.2	197.3	53.3
Septbr. .	0.2	10.7	17.7	19.1	20.0	20.8	21.1	20.9	20.6	19.3	18.8	14.0	0.7	203.9	60.0
Oktober .	0.0	6.0	14.6	19.0	21.1	22.5	22.2	22.4	21.5	20.6	18.8	11.0	0.1	199.8	60.4
Novbr. .	0.0	5.0	14.6	17.6	18.8	19.6	20.2	20.5	19.5	18.4	16.5	7.0	0.0	177.7	58.1
Dezbr. .	0.0	3.3	13.8	17.5	18.7	19.7	20.6	20.6	19.7	18.8	17.0	5.5	0.0	175.1	57.0
Jahr . .	8.6	78.9	147.1	174.1	189.5	200.3	203.3	208.0	205.9	198.0	180.0	108.3	17.3	1919.4	46.8

Täglicher Gang der Bewölkung in Prozenten. (Abweichungen.)

	1^a	4^a	7^a	10^a	1^p	4^p	7^p	10^p	Mittel
Oktober—April . .	0.36	0.41	0.56	0.20	— 0.24	— 0.27	— 0.70*	— 0.29	6.5
Mai—September .	— 0.48	— 0.22	0.40	0.56	0.40	0.34	0.00	— 0.96*	6.8

J. H.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen in Paramaribo (Surinam) im Jahre 1904. Wir entnehmen dem niederländischen meteorologischen Jahrbuch wie in früheren Jahren die Ergebnisse des letzten Jahrganges der meteorologischen Beobachtungen in Paramaribo.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Paramaribo im Jahre 1904. 5° 49′ NBr., 55° 49′ WL., Höhe 4 m.

	Luftdruck		Temperatur							Feuchtigkeit	
							Mittleres	Absolutes			
	Mittel[1]	Schwkg.	8^a	2^p	7^p	Mittel[2]	Min.	Max.	Min.	Abs.	Rel.
Januar	761.3	5.1	24.2	27.6	24.7	24.7	21.9	32.1	19.4	21.0	87
Februar . . .	61.8	5.2	25.0	27.6	24.5	24.6	21.7	31.5	18.1	21.5	87
März	61.1	3.4	24.1	27.0	24.5	23.7	20.5	32.9	16.6	21.1	89
April	61.2	4.7	24.8	28.2	24 7	24.8	21.5	30.7	16.9	22.4	90
Mai	61.5	4.0	25.1	27.0	24.8	24.4	21.9	30.5	19.2	22.5	92
Juni	62.7	3.5	25.1	26.8	24.9	23.9	21.1	30.8	19.4	22.2	91
Juli	62.0	2.9	25.6	(29.8)	25.2	25.4	21.1	—	16.7	—	—
August	62.7	6.5	25.6	29.8	25.3	25.8	21.9	33.6	19.9	22.7	87
September . .	62.2	5.3	25.6	31.3	25.2	26.5	21.8	33.6	19.6	23.3	86
Oktober . . .	61.4	6.5	26.1	31.6	25.1	26.8	22.0	36.5	19.7	22.6	83
November . .	61.6	6.6	25.7	31.4	25.9	26.7	22.0	—	19.9	22.2	82
Dezember . . .	61.6	6.9	25.3	25.3	25.6	23.5	21.8	—	20.4	22.0	85
Jahr	761.8	8.8	25.4	28.6	25.0	25.1	21.6	36.5	16.6	—	—

	Relative Feuchtigkeit			Bewölkung				Niederschlags-Tage			
	8^a	2^p	7^p	8^a	2^p	7^p	Mittel	Menge	≥ 0.1	≥ 1.0	Gewitter
Januar	91	78	91	6.7	7.9	6.2	6.9	159	13	13	1
Februar . . .	87	84	91	6.5	6.9	9.1	7.5	171	14	14	0
März	91	83	93	8.6	7.5	9.7	8.6	479	23	22	6
April	91	84	94	7.3	7.3	5.1	6.6	302	19	19	3
Mai	92	88	95	8.0	8.1	8.0	8.0	342	22	22	9
Juni	91	88	94	7.0	8.0	8.9	8.0	280	26	26	9
Juli	91	—	94	5.8	7.6	8.1	7.2	326	22	21	12
August	91	76	93	4.5	6.0	8.1	6.2	37	7	6	6
September . .	92	73	94	5.5	6.6	6.5	6.2	58	9	9	5
Oktober . . .	87	71	92	5.0	7.3	6.5	6.3	105	10	9	6
November . .	86	69	90	5.4	6.7	4.9	5.7	165	12	12	3
Dezember . . .	89	76	89	6.1	7.8	6.8	6.9	278	21	19	3
Jahr	90	—	92	6.4	7.3	7.3	7.0	2702	198	192	63

[1]) Mittel 8, 2, 7.
[2]) ½ (Min. + 2^h).

Digitized by Google

Mittlerer Regenfall an einigen Orten in Transvaal. Dem neuesten Jahrgang der Annual Reports Transvaal, Met. Department für das Jahr Juli 1904 bis Juli 1905 entnehmen wir einige Resultate älterer Regenmessungen in Transvaal, die in einem Appendix mitgeteilt werden. Für Pretoria werden die täglichen Regenmengen 1892/1905 in extenso publiziert, die Mittelwerte mußten aber erst berechnet werden.

Transvaal. Mittlere-Niederschlagsmengen nach älteren Messungen.

	Fort Tuli	Molopololi	Mafeking	Vryburg	Taungs	Hoopstad	Kroonstad	Harrismith	Newcastle	Pretoria Niederschlags-Menge	Pretoria Max. pro Tag	Pretoria Tage	Marques Delagoa-bai
Breite .	21° 52′ S	24° 30′ S	25° 50′ S	26° 55′ S	27° 33′ S	27° 48′ S	27° 38′ S	28° 15′ S	27° 46′ S		25° 45′ S		26° S
Länge .	29 12 E	25 30 E	25 39 E	24 44 E	24 44 E	25 54 E	27 13 E	29 8 E	29 57 E		28 11 E		32° 35′ E
Höhe m.	533	1097	1279	1186	1094	1280	1368	1585	?		1344		
Jahre .	5—6	3—4	16	15	8	7	22	11	9—10		14		11[1])
Juli . .	0	0	3	2	1	4	7	6	1	1	1	0.8	10
Aug. . .	1	0	9	8	3	17	14	26	14	4	3	1.4	8
Sept. . .	7	8	15	7	12	11	22	42	25	22	9	2.8	20
Okt. . .	19	15	35	24	30	33	52	62	48	46	22	6.9	33
Nov. . .	74	88	69	32	36	60	88	103	87	106	37	12 2	70
Dez. . .	59	81	94	79	57	69	72	90	134	106	32	14.2	87
Jan. . .	123	84	140	104	107	112	120	115	142	145	42	14.0	141
Febr. . .	34	54	97	92	58	114	90	95	139	98	32	10.4	99
März . .	49	83	110	102	90	79	95	88	131	89	29	11.4	68
April . .	27	20	46	43	40	69	48	44	43	32	14	5.9	29
Mai .	6	0	6	15	5	8	24	15	21	13	7	2.6	26
Juni . .	1	0	1	8	8	2	7	11	6	4	2	1.1	10
Jahr . .	400	433	625	516	447	578	639	702	791	666	104[2])	83.7	601

Wüstenklima des westlichen Arizona. Die Wochenschrift Science vom 11. Mai 1906 enthält einen längeren Artikel von W. J. Mc Gee: Climatology of Tinajas Altas. Arizona. Es wurden dort regelmäßige meteorologische Beobachtungen während 100 Tagen (Mai bis August) angestellt, deren Ergebnisse mitgeteilt und diskutiert werden. Wir wollen nur darauf hinweisen und einige wenige Daten dem Artikel entnehmen. Tinajas Altas, die hohen „Wasserplätze" (high tanks) liegt im südwestlichen Arizona, in etwa 430 m Seehöhe. Das absolute Maximum war 47.2, das Minimum 23.1°, die relative Feuchtigkeit sank öfters auf 4—6 Proz. herab. Der August hatte eine mittlere Temperatur von 33.2°. Regen fiel fast nur in den Bergen der Umgebung, die mittlere Bewölkung war 0.7. Gewitter wurden öfter in der Entfernung beobachtet, Wetterleuchten im August fast jeden Abend und fast nur in E. Die Luft war feuchter als man erwartet hatte. Die trockensten und heißesten Orte in Westarizona sind: Aztec, Ft. Mohave, Mohak, Parker und Sentinel; Yuma gehört nicht zu denselben, wie man früher angenommen. Als Beispiel für die klimatischen Typen des westlichen Arizona führt der Autor die Beobachtungs-Ergebnisse des Monats Juli an von welchen wir nur die Mittel der Stationen (an Zahl: 6, 3 u. 2) hier anführen.

Ort	Höhe	Mittlere tägliche Extreme		Diff.	Absolute Extreme		Monatsmittel	Größte Tages- u. Monatsschwankung	
Innere Ebene . .	170	45.0	22.6	22.4	51.1°	18.2	34.6	29°	33°
Gebirgsorte . . .	1070	37.0	21.7	15.3	42.8°	15.6	29.5	20°	17°
Nahe dem Golf .	235	39.6	25.0	14.6	47.1°	21.0	32.6	19°	26°

Die höchste Temperatur hatte Mohawk, 170 m rund 37,9°, das absolute Maximum war dort 52.2°.

Das kalifornische Klima ist charakterisiert durch eine Winterregenzeit und trockenen Sommer, das Klima von Sonora durch Winter- und Sommerregen mit Trockenzeiten dazwischen.

So wie der Californische Golf einer der größten Flutproduzenten der Erde ist (zur Zeit der Springfluten rund 0.6 m an der Mündung und 7.6 m am oberen Ende), so erzeugt er auch durch seinen außerordentlich hohen Dampfgehalt erstaunlich plötzliche Stürme und heftige „Williwaws" bei Tiburon (Insel) und den anliegenden Küsten.

---

[1]) Jahrgang 1892/1893, in welchen 1532 mm gefallen sein sollen bei ungeänderter Zahl der Regentage wurde von uns vom Mittel ausgeschlossen. Mittlere jährliche Zahl der Regentage 65.7.

[2]) Absol. Maximum am 4. Januar 1894.

Digitized by Google

Meteorologische Beobachtungen zu Oaxaca. Wir entnehmen dem letzten Jahrgange des Boletin mensual del Observ. Met. del Estado de Oaxaca, Direktor Dr. Augustin Manuel Dominguez, die folgenden Beobachtungsergebnisse.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Oaxaca im Jahre 1904/05. 17° 4′ n. Br., 96° 44′ w. v. Gr. 1561 m.

	Luftdruck			Temperatur						Feuchtigkeit			
		Schwankung					Größte tägliche	Absolut.		Absolut	Relativ	Bewölkung	Niederschlag
	Mittel	Mittlere	Absolute	Mittel[1]	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Schwank.	Max.	Min.	mm	Proz.		
März . .	636.0	3.1	7.1	21 2	30.2	11.5	24.0	33.0	6.4	10.9	60	3.3	34
April . .	35.0	3.1	5.6	24.4	33.2	16.1	21.0	36.4	13.3	12.0	52	3.3	11
Mai . . .	35.6	2.5	6.2	23.5	31.2	15.9	21.8	35.6	12.2	12.8	61	5.9	73
Juni . .	35.0	2.7	6.3	22.9	30.1	16.0	17.0	34.0	13.6	14.3	69	7.9	265
Juli . .	36.6	1.8	5.2	20.4	27.2	14.0	18.3	29.9	11.0	13.9	77	7.8	146
Aug. . .	36.8	2.0	5.8	21.0	28.7	14.6	17.4	31.6	12 0	14 0	73	8.2	99
Sept. . .	36.1	2.1	4.5	21.0	29.7	13.5	19.2	31.0	8.8	12.4	67	7.0	48
Okt. . .	37.0	1.8	5.5	20.8	28.9	13.5	20.3	30.8	10.1	12.4	76	4.6	63
Nov. . .	36.7	2.1	4.6	19.4	27.6	11.2	23.9	31.1	3.8	13.3	65	6.1	19
Dez. . .	37.5	2.2	4.9	16.8	26.9	6.8	22.3	29.0	3.7	9.1	62	2.6	0
Jan. . .	37.6	2.1	7.0	15.4	25.4	5.5	22.9	29.9	1.9	7.7	59	3.2	14
Febr. . .	37.2	2.5	4.6	18.7	28.4	8.7	22.5	31.0	5.2	9.0	57	1.6	0
Jahr . .	636.4	2.3	7.1	20.2	29.0	12.3	24.0	36.4	1.9	11.8	65	5.1	772

Tage mit	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	Jahr
Niederschlag .	12	10	10	24	17	15	21	7	8	0	1	0	125
Gewitter . . .	10	5	7	9	6	9	8	3	4	0	1	0	62
Blitzen . .	16	8	15	9	12	13	15	8	11	0	3	0	110

Diskussion siebenjähriger Registrierungen des elektrischen Potentialgefälles in Kew. Von Dr. C. Chree F. R. S.[2]).

Die zitierte Abhandlung enthält eine Besprechung der zu Kew gewonnenen Registrierungen des Potentialgefälles an „schönen" Tagen (gewöhnlich 10 per Monat) in den Jahren 1898—1904.

Alle Tage mit Regenfall oder negativem Potential wurden ausgeschaltet. Die Daten sind in absolutem Maße (Volt per Meter) gegeben. Der tägliche Gang der einzelnen Monate und des Jahres sind durch Kurven dargestellt.

Sie weisen zwei deutliche Maxima und Minima auf. Die Minima treten um etwa 4^a und 2^p ein. Die Zeit des Eintrittes der Maxima ist variabler, indem im Sommer das Morgenmaximum früher, das Abendmaximum später eintritt, während sie im Winter näher zusammenrücken.

Die größten Werte des Potentialgefälles finden sich im Winter, im Dezember vor. Die Amplitude des täglichen Ganges ist im mittleren Winter am größten. Der tägliche Gang für die verschiedenen Monate ist durch eine Fouriersche Reihe von 4 Gliedern dargestellt.

Die halbtägige Welle ist im allgemeinen am stärksten ausgeprägt; die Änderungen der Amplitude und des Phasenwinkels (der halbtägigen Welle) sind das ganze Jahr hindurch relativ klein; die ganztägige Welle ist im Winter bedeutend stärker ausgeprägt als im Sommer und auch ihr Phasenwinkel unterliegt starken Variationen. Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Gang des Potentialgefälles an einzelnen Tagen zugewendet. Die Differenz zwischen dem mittleren Maximum und Minimum übersteigt die normale Tagesamplitude um das $2^1/_2$ fache.

Von den verschiedenen meteorologischen Elementen hat die Temperatur den bemerkbarsten Einfluß auf das Potential; hohe Potentialmittel und große tägliche Amplituden fallen in jedem Monat mit Ausnahme des heißesten, des Juli, mit den tiefsten Temperaturen zusammen.

In einem Anhang wird der tägliche Gang des Potentials und des Luftdrucks verglichen. Es ist der tägliche barometrische Gang jedes Monates mit den entsprechenden Potentialwerten zusammengestellt. Bei der halbtägigen Welle ist eine gute Übereinstimmung der beiden Elemente ersichtlich; bei der ganztägigen Welle sind die Phasen um 180° gegen-

[1]) $(7^h + 2^h + 9^h + 9^h) : 4$.
[2]) Nach Nature, 73, 26. April 1906, p. 623.

Digitized by Google

einander verschoben. Das Nachmittagsminimum und Abendmaximum des Potentials eilen den barometrischen Extremen voraus. Wenn sich überhaupt eine kausale Beziehung zwischen dem regulären täglichen Gang der beiden Elemente herstellen läßt, so erschiene eher „die Luftdruckänderung als Effekt und die Potentialänderung als Ursache".

Meteorologische Beobachtungen zu Banani im Jahre 1895. Symons Meteorol. Magazine, Aprilheft 1906, enthält wieder die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen des Missionars Th. Burtt zu Pemba (siehe diese Zeitschrift 1905, S. 221). Die Zunahme des Regenfalls im Jahre 1905 ist sehr bemerkenswert, die Regenmenge ist die größte seit 1899. Herr Burtt meint, daß die letzten drei Jahre einen zu kleinen Regenfall hatten gegen die normale für Pemba. Der Regenfall, der sonst im November nie das Minimum erreicht, verspätete sich diesmal.

Meteorologische Beobachtungen zu Banani, Pemba (bei Zanzibar), im Jahre 1905.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittl.	Max.	28.8	28.8	28.2	26.7	26.6	26.7	25.7	25.8	26.6	28.6	29.1	28.9	27.5
	Min.	23.2	23.1	22.9	22.1	21.4	20.8	20.3	20.1	20.6	21.4	22.9	23.3	21.8
	Differ.	5.6	5.7	5.3	4.6	5.2	5.9	5.4	5.7	6.0	7.2	6.2	5.6	5.7
Absol.	Max.	30.6	30.6	32.2	31.1	23.3	28.3	27.2	26.1	28.9	30.6	32.2	32.5	32.5
	Min.	22.2	22.2	21.1	20.3	20.6	18.9	18.3	18.9	17.8	20.0	21.7	21.1	17.8
Nieder-	Menge	16	6	318	991	367	157	91	60	90	74	126	277	2573
schlags-	Tage	5	2	15	25	21	14	15	16	7	8	11	14	153

Regenfall auf den Fidschi-Inseln. Herr Holmes berichtet im Quarterly Journal R. Met. Soc., July 1906 (XXXII, S. 238) eingehender über der Regenfall im Jahre 1905 zu Delanasau, Bua, Fidschi, 16° 38′ SBr., 178° 37′ EL., 23 m, 1.6 km von der See. Wir bemerken, daß die Jahressumme, nur 1292 mm, die geringste je hier gemessene war. Das Mittel von 1896 bis 1905 war 1872, das Mittel von 1891 bis 1905 2533, und das Mittel von 32 Jahren 2345 mm.

Wir möchten hierzu bemerken, daß es lebhaft zu wünschen wäre, wenn Herr Holmes einmal die einzelnen Monatssummen der 32 Jahrgänge veröffentlichen würde, sowie auch die Temperatur und Luftdruckmittel, letztere beruhen allerdings, wenn wir uns recht erinnern, anfangs auf Aneroidablesungen.

Das Jahr 1905 war bemerkenswert durch die sehr schwere Dürre in den letzten 9 Monaten, in welchen rund 348 mm an 55 Tagen fielen; bis zum 22. Dezember fielen sogar nur 262 mm. Eine ähnliche, aber doch minder schwere Trockenzeit gab es 1877.

Am 10. Juli 1905 zeigte der Thermometer über dem Grasrasen nur 8.9°, das Minimum in der Beschirmung war 13.3°. Am 18. November zeigte das trockene Thermometer 34.4°, das nasse 22.9°. Also relative Feuchtigkeit 33 Proz., das ist die niedrigste bisher beobachtete Feuchtigkeit.

Herr Barrath, Verwalter einer großen Thee- und Kakaopflanzung zu Weinunu, etwa 8 km von dem Meer, teilte Herrn Holmes die Resultate seiner Regenmessungen während 26 Jahren mit. Wainunu liegt 47 km vor Delanasau auf der Südseite der Insel. Hier beträgt der mittlere Regenfall (25 Jahre) 3853 mm, der Südostpassat, vom Meere kommend, entladet an der Südküste über den Bergen enorme Mengen von Feuchtigkeit. Der größte Regenfall 1894 betrug 5911 mm, der kleinste 2545 mm im Jahre 1884. Auch hier war der Regenfall im Jahre 1905 zu gering, 2826; der September war regenlos, von August bis November (inklusive) fielen nur 287 mm, im Februar allerdings 622 mm. Im Jahre 1904 fielen 4065 mm, im Januar allein 722 mm, dagegen in Juli nur 44 mm.

J. H.

O. Steffens: Über die Blitzgefahr in Deutschland von 1854 bis 1901[1]. In einer längeren Einleitung, welche namentlich auch auf die Literatur über diesen Gegenstand volle Rücksicht nimmt, sagt der Verfasser: Die im folgenden dargebotenen Untersuchungen geben Auskunft über: 1. Die Klarlegung der Besiedelungsverhältnisse in den verschiedenen Teilen Deutschlands und die Methode der Reduktion der Daten des Materials

[1]) Kurzer Auszug aus einer Berliner Dissertation 1904. 33 Seiten in 8°.

Digitized by Google

der Versicherungsanstalten; 2. über den säkularen Gang der Blitzgefahr hinsichtlich der Schwankungen in kürzeren Zeiträumen und der Zunahme derselben; 3. über die geographische Verteilung der Blitzschläge.

Wir müssen uns hier darauf beschränken, aus den Tabellen der Abhandlung eine kleine Auswahl wiederzugeben und die darauf basierenden Schlüsse des Verfassers wörtlich anzuführen:

Die Abhängigkeit der Dichte der Schadenblitze von der Gebäudedichte.

Land bzw. Provinz	Durchschnittliche Gebäudedichte (Anzahl pro 1000 qkm während 1876/1891) in Tausenden	Durchschnittliche Dichte der Blitzschäden (Anzahl pro 1000 qkm und anno während 1876/1891)
Bayern	18.6	2.3
Württemberg	28.5	3.7
Baden	39.1	3.9
Hessen	49.0	7.1
Pr. Hessen-Nassau	33.4	4.7
Rheinprovinz	26.0	5.0
Westfalen	12.4	5.6
Waldeck und Pyrmont	19.2	4.5
Lippe	16.0	3.8
Braunschweig	35.4	7.0
Pr. Sachsen	35.8	7.4
Anhalt	35.9	10.0
Sachsen	48.0	17.1
Pr. Schlesien	13.2	2.4
Oldenburg	23.8	3.9
Hannover	5.1[1])	3.2
Schleswig-Holstein	13.7	4.9
Mecklenburg-Schwerin	4.0	1.6
Brandenburg	15.2[1])	3.6
Pommern	8.1	1.6
Posen	12.5	2.2
Westpreußen	5.1	0.9
Ostpreußen	4.5	1.1

Die Abhängigkeit der Blitzgefahr von der Gebäudedichte.

Durchschnittliche Gebäudedichte (Anzahl pro 1000 qkm während 1876/1891) in Tausenden	Mittlere Blitzgefahr (durchschnittl. Zahl der jährlich auf je 1 Mill. Gebäude entfallend. Blitzschäden von 1876/1901)	Mittlere Zahl der Schadenblitze (aus den reduzierten Jahressummen der Blitzschläge 1876/1901)
18.6	154.7	154.7
28.5	163.7	163.7
49.0	159.9	117.8
39.1	117.8	159.9
33.4	163.8	163.8
26.0	232.5	232.5
12.4	535.7	535.7
19.2	289.0	—
16.0	?	289.0
35.4	250.3	250.3
35.8	201.6	201.6
35.9	286.8	286.8
48.0	410.0	410.0
13.2	209.7	209.7
23.8	366.8	366.8
5.1[1])	383.6	383.6
13.7	362.4	362.4
4.0	398.7	298.7
15.2[1])	346.2	346.2
8.1	239.6	239.6
12.5	176.0	176.0
5.1	312.1	312.1
4.5	203.8	203.8

Zahl der im Durchschnitt jährlich auf 1 Million Gebäude entfallenden Schadenblitze.

Gebiet	Es entfielen Schadenblitze im Durchschnitt jährlich auf 1 Million Gebäude von				
	1854 bis 1860	1861 bis 1870	1871 bis 1880	1881 bis 1890	1891 bis 1900
Süddeutschland	48.6	66.4	90.6	142.7	174.9
Mitteldeutschland	74.6	109.1	176.9	269.3	347.6
Norddeutschland	123.6	135.2	245.5	287.8	351.9
Westdeutschland	91.5	106.1	187.2	243.6	331.3
Zentraldeutschland	77.0	110.7	195.6	309.2	331.1
Ostdeutschland	102.1	142.8	186.1	210.1	272.7
Ganz Deutschland	89.9	115.7	189.2	253.9	317.9

Gesamtzunahme der Blitzgefahr

(Verhältnis der Mittelwerte 1890/1900 und 1854/1860).

Differenz des letzten und ersten Mittelwertes	Zunahme im Verhältnis zum ersten Mittelwerte in Proz.	Quotient des letzten und ersten Mittelwertes
126.3	259.9	3.5
273.0	365.9	4.7
228.3	184.7	2.8
239.8	262.1	3.6
254.1	330.0	4.3
170.6	167.1	2.7
228.0	253.6	3.5

Kurze Zusammenfassung der Resultate:

1. Innerhalb des Zeitraumes von 1876 bis 1901 wurden in dem Gesamtgebiete Deutschlands im Mittel von je einer Million Gebäude jährlich 271.1 vom Blitze getroffen.

2. Die Anzahl der auf je eine Million Gebäude entfallenden Schadenblitze ist nachweislich seit dem Jahre 1854 zu enormer Höhe angestiegen. Dieselbe betrug in Deutschland im Mittel von 1854 bis 1860 jährlich im Durchschnitt 90, von 1891 bis 1900 jährlich 318.

3. Die Blitzgefahr (Anzahl der Blitzschläge auf eine Million Gebäude) ist in dem Zeitraume 1854 bis 1901 in Norddeutschland andauernd am größten gewesen, kleiner in Mitteldeutschland, andauernd am kleinsten in Süddeutschland. Die Unterschiede sind be-

[1]) Unsicher.

Digitized by Google

trächtlich und vergrößern sich mehr und mehr. Dies hat seinen Grund in dem verschiedenen Grade der Zunahme.

4. Die Zunahme der Blitzgefahr ist weitaus am größten in Mitteldeutschland. Hier betrug sie in dem Zeitraume von 1857 bis 1895 273 Blitzschläge jährlich auf eine Million Gebäude oder 366 Proz.; am kleinsten ist sie in Norddeutschland. Hier entfielen gegen Ende des betrachteten Zeitraumes jährlich 228 Blitzschläge mehr auf eine Million Gebäude als gegen Anfang desselben, was eine Zunahme von 185 Proz. bedeutet. Vom mittleren Grade ist sie in Süddeutschland. Hier betrug sie 260 Proz.

5. Die mittlere Blitzgefahr ist am größten in der Provinz Westfalen, wo durchschnittlich 536 Blitzschläge jährlich auf eine Million Gebäude entfallen; am kleinsten im Großherzogtume Baden mit nur 118 Blitzschlägen.

6. Die Zunahme der Blitzgefahr ist am größten in der Rheinprovinz. Hier beträgt sie von 1857 bis 1895 559 Proz.; am kleinsten ist sie in der Provinz Westpreußen, wo sie sich auf 112 Proz. beläuft.

7. Die Zunahme ist allen untersuchten Staaten und preußischen Provinzen gemeinsam.

8. Alle Staaten und Provinzen des nördlichen Deutschland sind annähernd gleich durch Blitzschläge gefährdet und im allgemeinen unterscheiden sich benachbarte Gebiete in Deutschland nur in geringem Grade voneinander.

9. Die Industriebezirke Deutschlands treten bezüglich ihrer Blitzgefährdung kaum merklich hervor.

10. Die Feuerversicherungsanstalten der verschiedenen Staaten und Provinzen ermitteln die Zahl der Schadenblitze mit annähernd gleicher Zuverlässigkeit. Diese sind daher untereinander vergleichbar und bilden ein Material, welches für die Gewinnung meteorologischer Tatsachen von hohem Werte ist.

11. Für die Ermittelung der Blitzverhältnisse aus den Angaben über Blitzschäden erscheint keine andere Art der Reduktion der letzteren brauchbar als diejenige auf eine Million Gebäude.

12. Zwischen der Zahl der Blitzschäden eines Landes und der Zahl der darin vorhandenen versicherten Gebäude besteht keine einfache Proportionalität. Die auf eine Million Gebäude entfallenden Blitzschäden in den verschiedenen Ländern sind um so kleiner an Zahl, je dichter diese mit Gebäuden besetzt sind. Jedoch ist dieser Abweichung nur die Bedeutung eines Korrektionsgliedes beizumessen.

13. Die großen Unterschiede in der geographischen Verteilung der Blitzschäden in Deutschland, wie sie in der von Kassner entworfenen kartographischen Darstellung hervortreten, erweisen sich als ganz selbstverständlich; denn die Karte gibt im wesentlichen nur eine Übersicht über die Verteilung der versicherten Gebäude und gestattet deshalb für sich allein keinen Einblick in die meteorologischen Verhältnisse.

14. Die Blitzgefahr ist in ganz Deutschland während des Zeitraumes von 1854 bis 1901 einer scharf ausgesprochenen Periodizität von erheblichlicher Amplitude unterworfen, wie eine solche bisher anscheinend kaum in einem meteorologischen Phänomen aufgefunden worden ist.

15. Diese Perioden scheinen mit dem wechselnden Fleckenbestande der Sonne in naher Beziehung zu stehen, und zwar entspricht eine einfache Periode der Sonnenflecken einer Doppelperiode der Blitzgefahr, so daß eine einfache Periode der letzteren von rund $5^1/_2$jähriger Dauer ist.

16. Außer dieser ist das Vorhandensein einer Periode von langer Dauer in hohem Grade wahrscheinlich, welche sowohl in Deutschland in seiner Gesamtheit als auch in allen seinen Teilen hervortritt.

Tägliche Periode der Temperaturschichtung an der Mündung des Jadroflusses in Dalmatien.

Als ich vor zwei Jahren eine Messungsreihe über die tägliche Temperaturbewegung längs der Oberfläche des Jadro vornahm (s. Meteorol. Zeitschr. Februar 1905), zeigte es sich, daß an der Mündung dieses Flüßchens auch eine Temperaturvariation in vertikaler Richtung während des Tages stattfinde. Über die Art und Größe dieser Änderung wurde damals aber nur ein unzureichendes Bild gewonnen. Um dasselbe durch ein vollständigeres zu ersetzen, stellte ich über diese vertikale Temperaturbewegung heuer eine eigene Messungs-

Digitized by Google

reihe an. Es wurden während eines Tages von 4ª bis 8ᵖ stündliche Ablesungen der Wassertemperatur an der Oberfläche und in vier verschiedenen Tiefen der Flußmündung vorgenommen und zwar in ½, 1 und 2 m Tiefe und am Grunde, welcher unter der Mitte der Eisenbahnbrücke, die den Jadro gerade über seinem Ausflusse in den Salonitaner Golf überquert, in 3.7 m Tiefe gelotet wurde. Wie im eingangs erwähnten Falle wollte ich auch diesmal den Höchstbetrag der Temperaturbewegung bei maximaler Insolation feststellen. Das Klima von Dalmatien bietet einige Gewähr dafür, zur Zeit des höchsten Sonnenstandes auch wolkenlosen Himmel anzutreffen. Diesmal blieb aber leider der zur Vornahme der Messungen gewählte Tag (25. Juni) nicht klar. Im Laufe des Vormittages kam es wiederholt zu einer Verschleierung der Sonne. Der Einfluß, den diese Minderung der Insolation auf das Resultat genommen haben mag, kann aber nur gering gewesen sein. Die direkt abgelesenen Thermometerstände waren:

	4ª	5	6	7	8	9	10	11	12
Oberfläche . .	14.8	14.8	14.9	15.2	15.7	16.0	16.3	16.5	16.9
½ m	15.0	15.0	15.3	15.3	15.8	16.4	16.6	16.6	17.1
1 m	22.5	23.4	23.0	22.4	23.1	22.4	23.0	23 0	23.5
2 m	22.1	22.1	22.6	22.2	22.4	22.0	22.3	22.4	22.6
Grund	21.8	21.9	21.7	21.7	21.8	21.6	21.4	22.1	22.1

	1ᵖ	2	3	4	5	6	7	8
Oberfläche . .	17.4	17.9	18.1	17.6	17.1	16.7	16.0	15.6
½ m	17.6	17.9	17.9	17.8	17 2	17.1	16.1	16.0
1 m	22.5	22.4	22.6	24.8	26.0	25.4	25.2	25.6
2 m	22.1	22.0	23.3	24.2	25.3	25.6	25.4	26.0
Grund	22.0	22.5	22.6	22.6	22.9	22.9	23.0	23.4

Diese Zahlenwerte drängten nach einer Ausgleichung, die in einfachster Weise nach der Formel $(a + 2b + c) : 4$ vorgenommen wurde. Die so ausgeglichenen Werte sind:

	4ª	5	6	7	8	9	10	11	12
Oberfläche . .	(14.8)	14.8	15.0	15.3	15.7	16.0	16.3	16.6	16.9
½ m	(15.1)	15.1	15.2	15.4	15.8	16.3	16.5	16.7	17.1
1 m	(23.1)	23.1	22.9	22.7	22.7	22.7	22.8	23.1	23.1
2 m	(22.2)	22.2	22.4	22.3	22.3	22.2	22.3	22.4	22.4
Grund	(21.8)	21.8	21.8	21.7	21.7	21.6	21.6	21.9	22.0

	1ᵖ	2	3	4	5	6	7	8
Oberfläche . .	17.4	17.8	17.9	17.6	17.1	16.6	16.1	(15.7)
½ m	17.5	17.8	17.9	17.7	17.3	16.9	16.3	(16.0)
1 m	22.7	22.5	23.1	24.6	25.5	25.4	25.4	(25.6)
2 m	22.2	22.3	23.2	24.2	25.1	25.5	25.6	(25.6)
Grund	22.1	22.4	22.6	22.7	22.8	22.9	23.1	(23.3)

Den Reihen der derart ausgeglichenen Werte haften zwar auch noch einige Unregelmäßigkeiten an, doch lassen sich die Grundzüge der Temperaturbewegung aus ihnen klarer erkennen. Das Süßwasser des Jadro, die zunächst darunter liegende Brackwasserschicht und das Wasser am Grunde zeigen einen ganz verschiedenen täglichen Wärmegang.

Die Temperatur des Wassers an der Oberfläche des Jadro begann bald nach Sonnenaufgang anzusteigen und erreichte um 3ᵖ ihren höchsten Wert. Dieser für Flußwasser sehr frühe Eintritt des Maximums steht mit der Kürze des Flußlaufes, 4.2 km, in Zusammenhang. Der Temperaturgang des Wassers in ½ m Tiefe stimmte mit jenem an der Oberfläche völlig überein. Im scharfen Gegensatze hierzu blieb in 1 m Tiefe die Temperatur — von kleinen Oszillationen abgesehen — vom Morgen bis 3ᵖ ungefähr auf gleicher Höhe, um dann am späten Nachmittage auffällig rasch emporzusteigen und während des Abends in der nun gewonnenen Höhe zu verharren. Der Temperaturgang in 2 m Tiefe verhielt sich jenem in 1 m Tiefe ähnlich. Die Oszillationen am Vormittage waren hier viel kleiner. Der rasche Anstieg begann eine Stunde früher. Die Wassertemperatur am Grunde ließ ein sehr schwaches Sinken bis 10ª und dann ein langsames Ansteigen bis in die späten Abendstunden hinein erkennen.

Der am Grunde der Flußmündung beobachtete Wärmegang erscheint wie eine in den Phasen sehr verspätete und in der Amplitude sehr abgeschwächte Wiederholung des Wärmeganges des Oberflächenwassers. Es ist anzunehmen, daß die oberflächlichen Wasserschichten im Salonitaner Golfe eine nicht ganz unbedeutende tägliche Wärmeschwankung bei starker Phasenverspätung zeigen. Da diese durch bloße Wärmeleitung aber nicht so rasch bis an

Digitized by Google

den Grund der Jadromündung vordringen kann, dürfte ihr Auftreten daselbst durch eine sehr schwache flußaufwärts gerichtete Bewegung des Wassers am Grunde bedingt sein, die man sich als eine durch die Jadroströmung erzeugte Gegenströmung vorzustellen hätte. Bei Betrachtung des Wärmeganges in der oberen Schicht des Brackwassers gewinnt man den Eindruck, als wenn hier ein normaler Temperaturanstieg durch ein Hindernis hinten angehalten würde und als ob der dann rasch nachgeholte Anstieg durch eine Überwindung jenes Hindernisses bedingt wäre. Ein solches Hemmnis könnte das Fehlen einer flußaufwärts gerichteten Strömung in der oberen Brackwasserschicht, ev. eine in derselben vorhandene meerwärts gerichtete Strömungstendenz sein. Die Kraft aber, die dieses Hemmnis schließlich überwindet, wäre in einer Flutbewegung zu suchen. Tatsächlich zeigten sich von etwa 2P an deutliche Zeichen einer solchen Bewegung. Zugunsten dieser Deutung würde es auch sprechen, daß die Zurückhaltung des Temperaturanstieges sich nach aufwärts verlängerte. Die große Verschiedenheit der Wärmekurven des Jadrowassers, der oberen Brackwasserschicht und des Brakwassers am Grunde bedingt eine stark ausgeprägte tägliche Periode der vertikalen Temperaturänderung. Die auf Grund der ausgeglichenen Werte sich ergebenden Temperaturdifferenzen sind:

Differenz	4a	5	6	7	8	9	10	11	12
Oberfläche — 1 m . .	(8.3)	8.3	7.9	7.4	7.0	6.7	6.5	6.5	6.2
1 m — Grund	(1.3)	1.3	1.1	1.0	1.0	1.1	1.2	1.2	1.1
Oberfläche — Grund .	(7.0)	7.0	6.8	6.4	6.0	5.6	5.3	5.3	5.1

Differenz	1P	2	3	4	5	6	7	8
Oberfläche — 1 m . .	5.3	4.7	5.2	7.0	8.4	8.8	9.3	(9.9)
1 m — Grund	0.6	0.1	0.5	1.9	2.7	2.5	2.3	(2.3)
Oberfläche — Grund .	4.7	4.6	4.7	5.1	5.7	6.3	7.0	(7.6)

Die Temperaturdifferenz zwischen dem Süßwasser des Jadro und dem darunter liegenden Brackwasser erreichte um 2P ihr Minimum. Der Anstieg nach demselben vollzog sich fast $2^1/_2$ mal so schnell als vorher der Abstieg. Der Wärmeunterschied zwischen der oberen Brackwasserschicht und dem Wasser am Grunde blieb bis mittags nahezu konstant und erreichte dann — nach vorübergehendem Abfall bis fast auf Null — um 5P sein Maximum.

Dr. Fritz von Kerner.

Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur [1]). Zur Charakterisierung des jährlichen Temperaturganges sind außer den Terminen der Extreme und des Mediums bekanntlich auch die Relation zwischen der Frühlings- und Herbsttemperatur und die Relationen zwischen diesen Temperaturen einerseits und dem Jahresmittel andererseits verwendbar. Es schien mir eines Versuches wert, zunächst die Temperaturdifferenzen zwischen der Frühlings- und Herbstmitte nach Reduktion derselben auf gleiche Amplituden — behufs Erzielung ihrer Vergleichbarkeit — zur Grundlage für eine kartographische Darstellung zu machen. Auf dieser sollten solche Orte durch Linien verbunden sein, an welchen die in Prozenten der Jahresamplitude ausgedrückte Temperaturdifferenz zwischen Oktober und April (ich nannte diese Größe den thermodromischen Quotienten) denselben Wert hat. Es handelte sich somit um die Konstruktion von Linien gleichen Temperaturverlaufes, „Thermoisodromen". Es war sicher anzunehmen, daß dieselben keine Wiederholung des Kartenbildes der Isotalantosen sein würden, da ja die örtlichen Änderungen der Phasenzeiten jenen der Amplituden nicht parallel laufen. In Asien z. B. mußte das Kartenbild ein sehr verschiedenes werden, da hier das kontinentale Extrem bei den Isotalantosen auf Ostsibirien, bei den Isodromen (Gebiet des relativ wärmsten Frühlings) auf die Kirgisensteppen fällt.

Die Darstellung wurde auf die Nordhemisphäre und innerhalb dieser auf die gemäßigte Zone beschränkt, da nur in diesem Falle die Verbreitung der kontinentalen und maritimen Klimate klar zum Ausdrucke kommen konnte. Die arktische Zone war insofern auszuschließen, als hier der Wärmeüberschuß des Oktober über den April durch die wegen der Polarnacht eintretende Verspätung des Temperaturminimums mitbedingt wird. In den äußeren Teilen der Tropenzone ist hinwiederum ein Wärmeüberschuß des April über den

[1]) Auszug aus einer in den Abhandlungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, VI. Band, 1905, Nr. 3 erschienenen Arbeit.

Digitized by Google

Oktober durch die wegen der Regenzeit eintretende Verfrühung des Temperaturmaximums veranlaßt. Im äquatorialen Gürtel verliert aber die Temperaturdifferenz zwischen Oktober und April überhaupt ganz die ihr in der gemäßigten Zone zukommende Bedeutung.

Eine große Schwierigkeit ergab sich daraus, daß für die Reduktion der thermischen Differenzwerte auf das Meeresniveau die Anwendung eines einzigen Reduktionsfaktors ganz ausgeschlossen war und auch bei der Wahl verschiedener Faktoren die Abgrenzung ihrer Geltungsbereiche nicht ohne große Willkür hätte geschehen können. Jene Schwierigkeit ließ sich nur dadurch indirekt umgehen, daß die Kurvenkonstruktion nur auf Orte von geringer Seehöhe gegründet wurde. Dieses Auskunftsmittel war aber im westlichen Nordamerika, in den Atlasländern nebst Spanien und in West- und Zentralasien nicht anwendbar. Hier blieb die Darstellung unsicher und ließ sich nur die Hoffnung hegen, daß wegen des Plateaucharakters eines großen Teiles dieser Gebiete die Erscheinung einer Nichtverspätung oder nur geringer Verfrühung oder Verspätung der Phasenzeiten mit zunehmender Höhe ziemlich häufig eintrete.

Eine zweite Quelle für die Ungenauigkeit der Darstellung lag darin, daß die zur Verfügung gestandenen Temperaturmittel (die in den Temperaturtabellen in Hanns Klimatologie III enthaltenen April- und Oktobermittel und eine größere Zahl von aus dem Atlas des Atlantischen Ozeans durch rechnerische und graphische Interpolation erhaltenen Temperaturwerten) nicht alle auf die gleiche Periode bezogen waren. Die Differenzen zwischen verschiedenen Monatsmitteln sind aber wohl noch mehr veränderlich als diese selbst. Können sonach meine „Isodromen“ noch nicht als Lösung und erst als ein Versuch zur Lösung des Problems, den Temperaturverlauf kartographisch darzustellen, angesehen werden, so lassen sie doch schon die verschiedenen Anomalien im jährlichen Gange der Luftwärme nach Größe und Ausdehnung gut erkennen.

Der große thermodromische Gegensatz zwischen dem östlichen Mediterrangebiete mit seinem warmen Herbste (Maximalgebiet zwischen Nildelta und Malta) und dem benachbarten westasiatischen Steppengebiete mit seinem warmen Frühlinge tritt scharf hervor. Ein vom zentralasiatischen Klimareiche abgetrenntes Gebiet mit negativen thermodromischen Quotienten ist in Westsibirien vorhanden. Bemerkenswert sind vier kleine Inseln mit relativ warmem Frühlinge in Mitteleuropa: Das Gebiet zwischen der oberen Donau und dem Mittelrhein, der Nordrand der Schweizer Alpen, das obere Drautal und der westlichste Teil der Poebene. In Nordamerika befindet sich ein ziemlich ausgedehntes Gebiet, in welchem der Frühling den Herbst an Wärme übertrifft, im Stromsysteme des Mississippi. Ein zweites isoliertes Gebiet mit negativen thermodromischen Quotienten scheint sich vom Staate Washington nach British Columbia hinauf zu erstrecken. Den ozeanischen Küsten schmiegen sich die Thermoisodromen sehr eng an, besonders in Nordamerika und Nordeuropa, weniger in Westeuropa und Ostasien. Durch die kanadischen Seen wird eine tiefe Einbuchtung, durch das baltische Meer die Abschnürung einer in sich geschlossenen Figur in unserem Liniensysteme erzeugt. Im europäischen Nordmeere ist der herbstliche Wärmeüberschuß größer als im Nordatlantischen Ozean südlich von Grönland und Island; von da nimmt er gegen Süden successive zu, um — schon jenseits des Wendekreises — im Gebiete der Capverden und Senegambiens seine höchsten Werte zu erreichen.

Zeigt sich das Verhältnis der thermodromischen Quotienten zu den Amplituden als sehr wechselnd, so tritt doch klar hervor, daß große Werte der ersteren mit kleinen Amplituden und große Amplituden mit kleinen Werten der ersteren kombiniert sind. Es muß sich sonach eine mittlere Relation zwischen Temperaturgang und Temperaturschwankung feststellen lassen, die in einer gegen den Koordinatennullpunkt konvexen Linie ihren geometrischen Ausdruck findet. Bei den auf der konvexen Seite dieser Kurve gelegenen Stationen drückt sich die Ozeanität mehr durch eine Verkleinerung der Jahresschwankung als durch eine Verspätung der Temperaturextreme aus; bei den auf der konkaven Seite befindlichen Stationen ist umgekehrt die Verspätung der Extreme das auffälligere Kennzeichen des Seeklimas als die Verkleinerung der Amplitude. Um die Relation zwischen Form und Höhe der jährlichen Temperaturwelle zu ermitteln, muß man aber vorher den Einfluß, den die geographische Breite auf die Wellenhöhe ausübt, durch Division der Amplituden durch den Sinus der geographischen Breite eliminieren. Auf empirischem Wege fand ich folgende mittlere Beziehung zwischen dem thermodromischen Quotienten γ und der

Digitized by Google

relativen Amplitude $\alpha = \frac{A}{\sin \varphi}$, $\gamma = \frac{524.44}{\alpha} - 5.21$. Die Differenzen zwischen den tatsächlichen thermodromischen Quotienten q und den nach dieser Formel berechneten $q - \gamma$ wurden dann gleichfalls zur Grundlage einer kartographischen Darstellung gemacht. In dieser sind die auf der Isodromenkarte eingetragenen relativen herbstlichen Wärmeüberschüsse als positive und negative Abweichungen von hypothetischen Mittelwerten dargestellt. Die turkestanische Steppenregion und das untere Mississippital erscheinen als Maximalgebiete negativer Abweichung der thermodromischen Quotienten. Für das östliche Mittelmeerbecken nebst Pontus und Caspisee resultieren große positive Werte der Differenz $q - \gamma$, da sich hier ein ozeanischer Temperaturgang mit einer kontinentalen Temperaturschwankung kombiniert. Für Mittel- und Westeuropa und für die pazifische Seite Nordamerikas ergeben sich große negative Abweichungen der thermodromischen Quotienten und noch viel exzessiver verhält sich diesbezüglich das Gebiet des Nordatlantischen Ozeans, da hier bei mäßigen relativen Wärmeüberschüssen des Herbstes über den Frühling die Amplituden ausserordentlich geringe Werte annehmen. Dr. Fritz v. Kerner.

Regenfall zu Hermsburg in Krain. Hermsburg auf der Südseite des Krainer Schneeberges, der sich fast bis zu 1800 m erhebt, gelegen, hat eine der größten Regenmengen, 307 cm, in Europa aufzuweisen. Deshalb erscheint es nicht überflüssig, die bisher dort gemessenen Regenmengen der Monate und des Jahres authentisch allgemeiner bekannt zu machen.

Die mittlere Regenmenge erreicht im Oktober 506 mm (1889 1450 mm!) und die Regendichte (mittlere Regenmenge pro Regentag) den ganz außerordentlichen Betrag von 30.1 mm. Die größten Tagesmengen sind aber nicht in gleichem Maße exzessiv, das absolute Tagesmaximum von 237 mm beträgt bloß 8 Proz. der normalen Jahressumme; in Wien erreichte dasselbe schon 22 Proz. (15. Mai 1885).

Hermsburg (Krain), Niederschlagsmenge.
45° 31′ Br., 14° 26′ L. 937 m.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Maximum in 24 Stunden	
1887	83	11	210	58	228	170	55	119	141	668	**849**	335	2927	162	X.
1888	14*	362	**687**	242	128*	288	**331**	190	137	616	225	305	3525	159	II.
1889	90	70	531	455	167	221	282	197	493	**1450**	230	272	**4458**	233	X.
1890	159	7	278	366	250	188	125	85	80	421	391	141	2491	180	X.
1891	100	6*	315	254	**445**	164	132*	186	191	318	734	220	3065	189	XI.
1892	389	333	294	**492**	265	**302**	156	129	179	643	88	65	3335	145	X.
1893	61	321	78*	17*	228	282	176	28*	291	284	353	292	2411*	126	XII.
1894	143	41	143	468	359	231	135	160	275	382	308	161	2806	96	VIII.
1895	492	255	309	285	243	87*	129	177	43	807	165	386	3378	167	X.
1896	16	21	278	64	247	**302**	221	**474**	231	809	188	397	**3248**	134	III.
1897	**333**	65	328	225	**447**	267	182*	169	304	402	105	341	3168	120	X.
1898	150	354	461	253	310	257	135	88	279	516	582	53*	3438	193	II.
1899	284	106	121	443	348	264	257	89	**655**	256	15*	244	3082	185	IX.
1900	**331**	280	393	207	322	162	94	110	40*	232*	414	104	2689	100	III.
1901	31	203	568	166	185	287	103	269	366	351	199	**777**	3505	**237**	XII.
1902	202	**544**	251	139	334	295	177	69	103	495	97	129	2835	187	X.
1903	192	104	122	293	240	206	307	73	135	361	430	466	2929	171	XII.
1904	145	458	283	124	135	155	22*	210	166	248	356	286	2588	115	XI.
1905	35	143	194	206	276	168	78	142	130	350	651	62	2435	78	XI.
Mittel	171*	194	**308**	250	271	226	163	156*	223	**506**	336	265	3069	157	
Mittlere Niederschlagstage (1887—1905).															
Mittel	13.7	13.0	14.5	15.9	18.0	16.1	12.1	9.6	11.5	16.8	13.5	13.5	168.2	—	
Regendichte.															
Mittel	12.4	14.9	21.2	15.7	15.1	14.0	13.5	16.2	19.4	30.1	24.9	19.6	18.2	—	

J. Hann.

Strenger Winter 1905/06 in Mesopotamien. Herr H. F. B. Lynch M. P. schreibt an Times, vom 4. Mai 1906: Der letzte Winter war in Mesopotamien ungewöhnlich strenge. In Bagdad zeigte das Thermometer mehrmals — 12°, eine Temperatur, wie man sie so niedrig noch nicht beobachtet hat. Der Preis des Brennholzes stieg außerordentlich, die Orangenbäume in der Stadt und Umgebung haben sehr gelitten. Zu Mosul fror der Tigris ganz zu, so daß man ihn über das Eis passieren konnte. Große Schneemassen fielen in der Zagroskette und sperrten die Karawanenrouten.

Digitized by Google

Die Niederschläge am 19. und 20. Mai 1906 in der Nordostschweiz. Am 19. und 20. Mai 1906 fielen am Nordfuße der Alpen sehr starke Niederschläge. In der Nordostschweiz erreichten diese ganz ungewöhnliche Beträge, deren Mitteilung an und für sich interessant sein dürfte; sodann soll auf die sie bedingende Druck- und Temperaturverteilung hingewiesen werden, welche ähnlich ist derjenigen in einigen anderen Eällen exzessiver Niederschläge am Nordfuße der Alpen.

Der Regen setzte ziemlich allgemein gegen Mittag des 19. ein und dauerte ohne Unterbruch bis gegen Mittag des 21., vom Morgen des 21. an allerdings mit abnehmender Intensität. Die beiden Messungen vom 20. und 21. 7^a geben daher annähernd die totalen Mengen dieser Niederschlagsperiode. — Bei dem dichten Netze der Regenmeßstationen speziell in der Nordostschweiz ist es nicht angängig, die Messungen aller Stationen hier mitzuteilen; ich beschränke mich auf eine Auswahl, welche die Maximalzonen, sowie die allmähliche Abnahme der Niederschlagsmengen gegen Süden und Westen erkennen lassen.

Niederschlagsmengen vom 19. und 20. Mai 1906.

Höhe m		19. mm	20. mm	Total mm
	Rheintal			
1400	Tavetsch	7	5	12
704	Ilanz	37	25	62
610	Chur	56	14	70
507	Sargans	68	36	104
440	Haag	70	45	115
450	Altstätten	69	58	127
406	St. Margrethen	**147**	**60**	**207**
800	Heiden	82	80	162
455	Rorschach	78	48	126
425	Kreuzlingen	69	66	135
445	Schaffhausen	66	24	90
278	Basel	12	31	43
	Thurgebiet			
1120	Wildhaus	66	29	95
650	Ebnat	79	89	168
585	Wyl	51	41	92
1150	Schwäbrig	69	41	110
2500	Säntis	14	17	31
780	Appenzell	75	51	126
703	St. Gallen	58	42	100
	Tößgebiet			
645	Bauma	**104**	**107**	**211**
930	Sternenberg	40	48	88
500	Kollbrunn	**105**	**126**	**231**
445	Winterthur	72	72	144
	Glattgebiet			
545	Pfäffikon	35	47	82
465	Uster	99	79	178
440	Dübendorf	51	69	120
400	Hochfelden	41	38	79

Höhe m		19. mm	20. mm	Total mm
	Limmatgebiet			
430	Wallenstadt	78	57	135
480	Glarus	56	52	108
840	Klöntal	26	41	67
740	Vorder-Wäggital	95	73	168
410	Lachen	56	26	82
412	Rapperswyl	10	50	60
420	Richterswyl	87	98	185
466	Wädenswyl	**91**	**118**	**209**
420	Horgen	**165**	**192**	**357**
480	Zürich	45	50	95
910	Einsiedeln	52	58	110
480	Sihlwald	109	74	183
	Reußgebiet			
1450	Andermatt	15	31	46
450	Altdorf	40	61	101
560	Schwyz	54	82	136
1787	Rigi	10	19	29
735	Unterägeri	109	67	176
453	Luzern	22	21	43
483	Muri	45	61	106
	Zentral- u. Westschweiz			
395	Olten	34	49	83
572	Bern	9	43	52
553	Lausanne	33	19	52
405	Genf	7	3	10
	Jura			
718	Langenbruck	38	86	124
525	Herbetswyl	75	94	169
1285	Weißenstein	15	16	31
990	La Chaux-de-Fonds	30	72	102
488	Neuenburg	14	38	52

Die Niederschläge waren also am ausgiebigsten an der Randzone der Alpen zwischen Vierwaldstätter- und Bodensee; die maximalen Beträge weisen auf der unterste Teil des Rheintales bei der Einmündung in den Bodensee, das obere Tößtal und das Zürichersee-becken, wo speziell am linken Ufer enorme Mengen niedergingen: Horgen 357 mm. Die Wasserstände in Flüssen und Seen wuchsen rapid; der Zürichersee überschwemmte einen Teil der Züricher Quaianlagen. Vielfach wurde Wasserschaden und Verkehrsstörungen durch Erdrutschungen gemeldet, so namentlich aus dem Töß- und Sihltal. — Auf den Höhenstationen waren die Niederschläge bedeutend geringer (Rigi 29, Säntis 31 mm).

Die Wetterlage war folgende. Seit Mitte Mai lagerte eine umfangreiche Depression über dem Kontinent mit Tiefdruckzentren über der Nordsee einer- und südwärts der Alpen andererseits. Das Wetter war im nördlichen Voralpenlande sehr trüb und kühl; Niederschläge, aber nur von geringer Intensität, fielen in der Ost- und Zentralschweiz. Auch am

Digitized by Google

18., als sich ein Teilminimum über Deutschland befand, waren die Niederschläge noch unbedeutend, ausgenommen in der Westschweiz, welche unter dem Einfluß eines anderen Teilminimums über Oberitalien und Südfrankreich stand. Dieses letztere hatte sich am 19. ausgefüllt, und nun erst kam der erwähnte Wirbel über Deutschland zur Geltung. Dieser ist fast stationär geblieben; die Isobare 750 umschließt ein Gebiet, das von Schleswig bis in die Gegend von Wien und Krakau reicht. Die zyklonale Bewegung der Luft um dieses flache Minimum ist, wenn auch von mäßiger Intensität, doch deutlich entwickelt. Über Südskandinavien und Dänemark wehen östliche bis nordöstliche, über Zentraleuropa nördliche bis nordwestliche Winde. Diese Luftzirkulation gibt, wenn man die herrschende Temperaturverteilung berücksichtigt, einen Fingerzeig für die große Intensität der nun in der Nordostschweiz einsetzenden Niederschläge. Der Nordosten und Norden des Kontinents waren nämlich, wie überhaupt ein großer Teil des diesjährigen Mai (vgl. die Mitteilung des Herrn Woeikof im Juniheft der Meteorol. Zeitschr.), ungewöhnlich warm; im Ostseegebiet finden wir am 19. folgende Morgentemperaturen: Petersburg 22°, Memel 21°, Königsberg 20°; an der Nordsee: Sküdesnäs 17°, Kopenhagen 15° und Hamburg 14°. In ganz Süddeutschland und Frankreich liegen die Temperaturen dagegen unter 10° (Bamberg 9°, Paris 7°) und im schweizerischen Mittellande zwischen Jura und Alpen zwischen 7 und 8°, am Morgen des 20. sogar um 5°. Die nördliche Luftströmung führte also warme, mit Wasserdampf gesättigte Luftmassen in relativ sehr kühle Gebiete, wo sie beim Aufsteigeu an der nördlichen Randzone der Alpen ihren Wasserdampf kondensieren mußten. Mein Vater hat bei der Betrachtung der Niederschlagsperiode vom 10. bis 12 Juni 1876, welche vielerorts in der Nordostschweiz die absoluten Tagesmaxima des Niederschlages brachte (11. Juni Rorschach 188 mm, Zürich 171 mm), darauf hingewiesen [1]), daß eine der oben geschilderten ganz analoge Temperaturverteilung die enormen Regenmengen möglich machte; in der Besprechung einiger anderer Fälle großer Niederschläge auf der Nordseite der Alpen hat Herr Hann auf ungewöhnlich hohe Temperatur über Nordeuropa und ein Temperaturgefälle gegen Süden aufmerksam gemacht, welches in Verbindung mit einer durch Depressionen über dem Kontinent bedingten nördlichen Luftströmung große Regenmengen verursachen muß [2]). Einen solchen Fall repräsentieren die Tage vom 19. bis 20. Mai 1906; bemerkt werden soll noch, daß, während die Luftströmung am 19. allgemein eine nördliche war (9p Rigi N 3, Pilatus N 2, Säntis NW 3), am zweiten Niederschlagstage die Bergstationen einen westlichen bis südwestlichen Wind hatten (7a Rigi W 3, Pilatus SW 2, Säntis WSW 4). R. Billwiller.

Drachenaufstiege in Indien [3]). In einem Heft seiner „Meteorological memoirs", vol. XX, part I, gibt das „India Meteorological Department" einen Bericht über seine vorbereitenden Drachenaufstiege zur Erforschung der höheren Luftschichten über Indien. Die indische Regierung hat nämlich bereits vor drei Jahren auf Anregung der Royal Society die Erforschung der höheren Luftschichten mittels Drachen und Ballon in das reguläre Arbeitsprogramm des Meteorological Department aufgenommen. Vor allem wurden zwei Offiziere nach Deutschland entsendet, um am aeronautischen Observatorium des Königl. preußischen Meteorologischen Instituts die daselbst angewandten Arbeitsmethoden kennen zu lernen.

Die Abhandlung enthält eine Beschreibung der verwendeten Instrumente, sowie die Resultate der ersten Probeaufstiege. Der Aufstiegsort befand sich im unteren Sind, etwa 6 (engl.) Meilen westnordwestlich von Karachi, 1 Meile vom Meere und 10 Meilen westlich von der Hala-Kette entfernt, welche die Grenze zwischen „Sind" und „Baluchistan" bildet.

Die Aufstiege wurden in der letzten Woche des August und den ersten 14 Tagen des September 1905, kurz vor dem Ende des SW-Monsuns in Oberindien, angestellt.

Um die Resultate würdigen zu können, möge daran erinnert werden, daß während des indischen Regen-Monsuns ganz Oberindien einem Gebiet tiefen Druckes angehört — über Sind befindet sich dann die tiefste Depression. Die Intensität und spezielle Lage derselben verändert sich natürlich im Laufe der Jahreszeit. Die Beobachtungen wurden im SW-Quadranten dieser Depression gemacht, in dem infolge des koupierten Ter-

[1]) Schweiz. meteorol. Beobachtungen, XI. Jahrgang.
[2]) Die Verteilung des Regenfalles über Österreich in der Periode vom 11. bis 15. Aug. 1880. Sitzber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. LXXXII, 1880.
[3]) Entnommen aus Nature, Nr. 1922, Vol. 74, p. 448. 30. August 1906.

Digitized by Google

rains und der Hügelketten eine nur schwache und unregelmäßige zyklonale Luftströmung herrschte.

Die Beobachtungen lassen nun erkennen, daß der feuchte (nahezu gesättigte) Luftstrom aus WNW eine Mächtigkeit von etwa 750 m (2500 Fuß) hat. Über dieser Strömung weht aus W (ein wenig nördlich abgelenkt) ein sehr trockener Wind; die Übergangsschicht zwischen der feuchten und trockenen Strömung ist wahrscheinlich nicht dicker als 300 m (1000 Fuß). Die folgende Tabelle enthält ausgewählte Daten der zwei am besten gelungenen Aufstiege.

Datum des Aufstieges	Seehöhe m	Temperatur °C	Feuchtigkeit relative Proz.	Feuchtigkeit absolute gr/m³	Windrichtung
28. August	Boden	28.6	70	19.5	S 70° N
	795	21.1	100	18.2	S 70° N
	1000	25.9	24	5.8	W leicht nördlich
	1285	28.7	5	1.4	„ „ „
	1380	27.3	6	1.6	„ „ „
12. September	Boden	28.1	85	23.0	S 60° W
	635	21.9	100	19.1	S 60° W
	900	25.6	42	9.9	W leicht nördlich
	1015	25.4	19	4.4	„ „ „

Die trockene obere Strömung führt offenbar Luft vom Plateau von Baluchistan gegen die Sind-Depression, gelangt aber wohl infolge der Terrainformation erst in einer Höhe von etwa 650 m in dieselbe. Die merkwürdigste Tatsache besteht darin, daß die Temperatur beim Übergang vom feuchten in den trockenen Luftstrom um 4 bis 7° C anwächst. Von der Trennungsebene an ist auch in einer ziemlich mächtigen Schicht eine verhältnismäßig sehr kleine Temperaturabnahme gefunden worden.

Beinahe ebenso merkwürdig ist es, daß die relative Feuchtigkeit beim Übergang von einer Schicht zur anderen beinahe plötzlich und ganz unvermittelt von nahezu 100 Proz. auf 6 und 5 Proz. abnimmt.

Hier möge daran erinnert werden, daß Blanford schon vor vielen Jahren festgestellt hat, daß in den Jahren der Dürre in NW-Indien eine trockene Luftströmung vom Plateau von Baluchistan in die Ebene von Sind herabgelangt und sich weithin nach E und W ausbreitet; durch diesen Wind wird die Intensität der Dürre in NW-Indien beeinflußt, ja vielleicht die Dürre überhaupt bedingt.

Sehr interessant sind auch die ungemein raschen Höhenänderungen der unteren Begrenzungsfläche des trockenen Luftstromes. Herr Field, der die Beobachtungen ausführte, sagt darüber:

„Am 27. August reichte die nahezu gesättigte Luftströmung von der Erdoberfläche (10 m Seehöhe) bis zu einer Höhe von 500 m. Am 28. August betrug die Mächtigkeit der feuchten Strömung 800 m, am 31. August 1130 m. Von diesem Tage an wurde die obere Grenze bis zum 9. September nicht mehr mittels des Drachen erreicht, überstieg aber sicherlich 1000 m; am 12. September lag sie wieder bei 600 m."

Diese Beobachtungen geben also wertvolle und interessante Aufschlüsse über den SW-Monsun. Man kann auch erwarten, daß diese Experimente uns eine nähere Kenntnis der durch den SW-Monsun hervorgebrachten Zirkulation bringen werden, uns vielleicht sogar instand setzen werden, die Ursachen der Änderung der Intensität und Ausdehnung der SW-Monsunregen kennen zu lernen. Damit wäre man aber dem großen Problem näher getreten, das seit Jahren der Zielpunkt des Strebens des „Meteorological Department of India" ist.

Einfluß einer Wasserfläche auf das Verhalten eines Ballons. Im Juliheft, S. 292, geht Herr Kurt Wegener bei Besprechung der 52 stündigen Ballonfahrt vom 5. bis 7. April 1906 auf das Verhalten des Ballons bei Überschreitung der Küstenlinie ein und findet einen Widerspruch mit einer Erklärung, die ich einer einzelnen, beiläufig festgestellten Erscheinung gegeben habe.

Es scheint die Fahrt vom 21. September 1900 [1]) gemeint zu sein, wo nach Überfliegen des Müggelsees mit geringer Windgeschwindigkeit ein auffallend starkes Fallen des Ballons

[1]) F. Linke, Luftelektrische Messungen bei 12 Ballonfahrten. Abhandl. d. Gött. Ges. d. Wiss. N. F. 3 [5], 33 (1904).

Digitized by Google

beobachtet und zugleich festgestellt wurde, daß hier an der Leeseite des Binnensees statt des vorher gefundenen Temperaturgefälles von 1.02° pro 100 m, nur 0.67° und noch in 300 m Höhe eine um fast 2° niedrigere Temperatur herrschte. Es bestand also hinter dem See ein kleines barometrisches Maximum mit notwendig absteigendem Luftstrome. Der Luftaustausch mußte hierin besonders heftig vor sich gehen, weil das Hochdruckgebiet eine so geringe Erstreckung hatte und als solches fortwährend bestehen blieb. Die vertikale Luftströmung kann also recht gut im Zusammenhange mit der Abkühlung des Ballons bei Eintritt in eine kältere Luftschicht den erwähnten heftigen Fall bewirkt haben. An der Tatsache, daß der Ballon über einem Binnensee zu fallen beginnt, ist gar nicht zu zweifeln und die obige Erklärung kann erst nach Erscheinen einer besseren fallen gelassen werden.

Eine Übertragung dieser Erklärung auf die Verhältnisse an der Meeresküste ist aber doch wohl nicht zulässig. Einmal weil jenes Hochdruckgebiet über dem Meere eine größere Erstreckung hat und infolgedessen der Luftaustausch nicht so heftig vor sich gehen kann, ferner weil die Temperaturdifferenzen nicht so groß werden wie bei einem Binnensee. In der Tat fanden ja die beiden Beobachter bei der erwähnten Fahrt keine Temperaturdifferenz, was aber wohl nur der Wetterlage und der Jahreszeit zuzuschreiben sein dürfte, da an wolkenlosen Tagen die Luft über der See tagsüber zweifellos kälter ist als über dem Lande. Daß unter diesen Verhältnissen kein Fallen des Ballons gefunden ist, bestätigt meine Erklärung.

Die Verhältnisse in der Nacht, welche Herr Wegener heranzieht, sind noch weniger vergleichbar, da sich hier die ganze Luftschicht gleichmäßig abkühlt und zu heftigen Vertikalbewegungen kein Anlaß ist.

Zu der Ansicht, daß man meine Erklärung „nicht als zutreffend gelten lassen könnte", kann man daher auf Grund der Wegenerschen Ausführungen nicht gelangen. Immerhin wäre es wünschenswert, daß die Aufmerksamkeit auf diese Erscheinung gelenkt würde.

Apia (Samoa), d. 9. Sept. 1906. F. Linke.

Literaturbericht.

Boletin meteorológico publicado per el Observatorio del Colegio de Nuestra Señora del Recuerdo. Chamartin de la Rosa. Madrid. Kl.-Fol. Año IV, 1906, 12 Monatshefte.

In einem der nördlichsten Vororte von Madrid, in Chamartin, besitzen die Jesuiten das im obigen Titel genannte Colegio, mit dem ein Observatorium verbunden ist. Es liegt fast genau im Meridian des astronomischen Observatoriums von Madrid (nur 3 Zeitsekunden östlicher), aber etwa 7 km nördlicher und nahezu 100 m höher als dieses, da das Terrain nördlich von Madrid allmählich zur Sierra de Guadarrama ansteigt.

Seit dem Januar 1903 veröffentlicht diese Außenstation von Madrid ihre meteorologischen Terminbeobachtungen (anfangs: 7, 3, 9; seit März 1905: 7, 1, 9), sowie etwas ausführlicher die dreistündlichen Aufzeichnungen eines Richardschen Anemocinemographen.

Abgesehen davon, daß die Beobachtungen der neuen Station am Nordrande von „Groß-Madrid" die seit vier Jahrzehnten im Buen Retiro angestellten und vom Observatorio astronómico y meteorológico in Jahresbänden veröffentlichten alten Madrider Aufzeichnungen in mancher Hinsicht ergänzen, möchte ich die Aufmerksamkeit der Fachgenossen doch hauptsächlich deshalb auf die in Rede stehende Publikation lenken, weil sie nach und nach auch die Beobachtungen anderer spanischer Stationen aufgenommen hat, so daß sie augenblicklich diejenigen von zehn Orten regelmäßig enthält.

Es ist das eine sehr erfreuliche Tatsache, weil von den spanischen Stationen (außer den Observatorien Madrid, Oña und San Fernando) bisher niemals Terminbeobachtungen, die man zu vielen meteorologischen Untersuchungen braucht, in extenso publiziert worden sind, und weil zudem die Veröffentlichung des Madrider Observatoriums „Resúmen de las observaciones meteorológicas efectuadas en la Península" sehr im Rückstand ist. Der Jahrgang 1898 ist der letzte uns zugekommene.

Die meteorologischen Stationen, die außer Chamartin selbst im oben genannten „Boletin" komparieren, sind Puerto de Santa Maria bei Cádiz, Málaga, Orihuela bei Alicante,

Digitized by Google

Villafranca de los Barros bei Badajoz, Oña bei Búrgos, Orduña in Vizcaya, Cornillas bei Santander, Gijon und La Guardia bei Pontevedra, so daß also der Norden von Spanien am besten mit Stationen besetzt ist.

Von den meisten Stationen werden nur die um 7ª gemachten Beobachtungen nebst den Extremen der Temperatur, von Chamartin, Orduña und Gijon aber die dreimal täglichen Aufzeichnungen abgedruckt.

Bei dieser Sachlage wäre es sehr erwünscht, wenn der Herausgeber des Boletin mancherlei Mängel und Ungleichheiten in den von ihm publizierten Beobachtungen beseitigen wollte. Ich will die wichtigsten hier aufzählen.

Bei der Mehrzahl der Stationen fehlt die Angabe der Seehöhe bzw. der Höhe des Barometers über dem Meeresspiegel. Die Barometerstände von Orihuela sind falsch, weil viel zu hoch. Die Genauigkeitsgrenze in den Angaben der verschiedenen Elemente ist außerordentlich ungleich. So wird die relative Feuchtigkeit manchmal bis auf Hundertstel (!), manchmal aber auf ganze Prozente angegeben; ebenso die Windgeschwindigkeit einmal bis auf Hundertstel, ein anderes Mal nur auf ganze Meter pro Sekunde. Die täglichen Niederschlagsmengen erscheinen bei mehreren Stationen nur in ganzen Millimetern, bei Orduña aber sogar bis auf Tausendstel. Wie mag man wohl zu so illusorisch genauen Angaben gelangen?

Die Meteorologen würden dem Direktor des Observatoriums in Chamartin dankbar sein, wenn er diese und manche andere Mängel beheben und unter Zugrundelegung des internationalen Publikationschemas, wie es durch die Meteorologenkongresse vereinbart ist und außerhalb Spaniens fast überall in Europa und Amerika befolgt wird, das „Boletin" strengeren Anforderungen der Vergleichbarkeit meteorologischer Beobachtungen anpassen wollte.

G. Hellmann.

Bibliographie.

Die **Ablesungen** der meteorologischen Station Greifswald vom 1. Januar bis 31. Dezember 1905 nebst Jahresübersicht über das Jahr 1905. Greifswald 1906. 8°. 1 Bl., 51 S.

Anales del Instituto y Observatorio de Marina de San Fernando. Publicados por D. Tomás de Azcárate. Seccion 2ª. Observaciones meteorológicas, magnéticas y séismicas. Año 1905. San Fernando 1906. Fol. 4 Bl., VII, 155 S., 2 Tafeln.

Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Central-Anstalt. 1904. Zürich (1906). 4°. XI, 131, 10, 59, 46, 12, 2, 6, 3 S., 13 Tafeln.

Climatological **Atlas** of India. Published by the authority of the Government of India under the direction of Sir John Eliot. Issued by the Indian Meteorological Department, 1906. Edinburgh, J. Bartholomew. Fol. XXXII S. Text und 120 plates. Preis 36 sh.

Benndorf, Hans: Über gewisse Störungen des Erdfeldes mit Rücksicht auf die Praxis luftelektrischer Messungen. Wien 1906. 8°. 32 S. S.-A. Sitzungsber. d. K. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXV, Abt. IIa.

Bericht über die Tätigkeit des Königl. Preußischen Meteorologischen Instituts im Jahre 1905 von Wilhelm von Bezold. Berlin 1906. 8°. 37 S.

Bracke, Albert: À la recherche de courants d'air. Mons (1906). 8°. 93 S. Preis 75 c. (Série de vulgarisation météorologique 1).

—: Les précipitations dans la région de Mons. Mons, imp. Dequesne-Masquillier 1906. 8°. 91 S.

Cholnoky, E. v.: Die Farbenerscheinungen des Balatonsees [Plattensees], und Harkányi, Bela: Die Reflexionserscheinungen an bewegten Wasserflächen. Wien, E. Hölzel 1906. 4°. 1 Bl., 67, 21 S., 2 farbige Tafeln. [Result. d. wiss. Erforschg. d. Balatonsees. I. Bd., 5 T., II. Abt.]

Commissão Geographica e Geologica do Estado de S. Paulo. Serviço meteorologico. Dados climatologicos. Boletim N. 18. Verão 1905—1906. 4°.

Defant, Albert: Innsbrucker Föhnstudien II. Periodische Temperaturschwankungen bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen. Wien 1906. 4°. 1 Bl., 24 S. S.-A. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Ak. d. Wiss. LXXX. Preis 2.70 M.

Hydrographischer **Dienst** in Österreich. Jahrbuch des k. k. hydrographischen Zentralbureaus. XI. Jahrgang 1903, Wien 1905. Fol. 15 Teile in 1 Mappe.

Duchaussoy, H.: L'année météorologique à Amiens (Déc. 1904—Nov. 1905). Amiens 1906. 8°. 38 S.

Ferle, Friedr. R.: Praktische oder angewandte Meteorologie für Landwirte. Riga 1906. 8°. 4 Bl., 92 S.

Fritsche, H.: Die jährliche und tägliche Periode der erdmagnetischen Elemente. 4°. 4 S. S.-A. Physik. Zeitschr. 7. Jahrg. 1906.

Fritzsche, Richard: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. Inaug.-Dissert. Halle a.S. Halle a. S. 1906. 8°. 54 S., 1 Bl.

Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch **Instituut.** Jaarboek. Zes-en-vijftigste Jaargang.

Digitized by Google

1904. A. Meteorologie. Utrecht 1906. 4°. XXXIV, 244 S. B. Aard-Magnetisme. Utrecht 1906. 4°. 36 S., 2 Bl.

—: Mededeelingen en Verhandelingen. I.—IV. Utrecht 1906. 8°. 3 Hefte.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1905. Baden. Mit den Mittelwerten und Extremen für den fünfjährigen Zeitraum 1901—1905. Bearbeitet von Ch. Schultheiss. Karlsruhe 1906. 4°. 1 Bl., 88 S., 3 Tafeln.

Lockyer, William J. S.: Barometric variations of long duration over large areas. 8°. S.-A. Proc. R. Soc. A. Vol. 78, p. 43—60, 5 plates.

Meinardus, Wilhelm: Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island. Berlin 1906. gr. 8°. 34 S., 5 Tafeln. S.-A. Annal. d. Hydrogr. und marit. Meteorol. 1906.

Observaciones meteorologicas y magneticas hechas en el Observatorio del Colegio de Belen de la Compañia de Jesus en la Habana. Año de 1905. Habana 1906. Fol.

Observatoire magnétique et météorologique de Zi-ka-wei. Bulletin des observations. Tome XXIX, année 1903. Changhai 1906. 4°. X, 183 S., 7 Taf.

Osservatorio di Messina. Annuario dell' anno 1905. Messina 1906. 8°. XII, 96 S., 1 Tafel.

Pick, H.: Über das Klima am Niederrhein. Ein Beitrag zur Klimatographie der Rheinprovinz auf Grund fünfzigjähriger Beobachtung. Cleve 1906. 8°. 79, XL S., 1 Tafel.

British **Rainfall,** 1905. On the distribution of rain in space and time over the British Isles during the year 1905 as recorded by more than 4000 observers in Great Britain and Ireland and discussed with articles upon various branches of rainfall work. By Hugh Robert Mill. The forty-fifth annual volume. London, Stanford 1906. 8°. 88, 271 S., 7 Tafeln. Preis 10 s.

Report of the Chief of the Weather Bureau 1904—1905. Washington 1906. 4°. XXIV, 384 S. (U. S. Department of Agriculture. Weather Bureau).

Annual **Report** of the Director of the Philippine Weather Bureau for the year 1903. Part III. Meteorological observations of the secondary stations during 1903. Manila 1905. 4°. 1 Bl., 1128 S. — Enthält die Beobachtungen *in extenso* von 44 Stationen, von denen viele zu den sechs täglichen Terminen 2, 6, 10, 2, 6, 10^h, andere nur um 6^a und 2^p Beobachtungen anstellen. Auf diese Weise erhalten wir von den Philippinen erheblich mehr Beobachtungsmaterial als von den Vereinigten Staaten Nordamerikas selbst. Vgl. S. 52 dieses Jahrgangs. Die Schnelligkeit, mit der die Beobachtungsergebnisse schon von 1904 publiziert werden, ist sehr erfreulich. G. H.

Annual **report** of the meteorological and the seismological observations made at the international latitude observatory of Mizusawa for the year 1905. 1906. 4°. 1 Bl., 13 S.

First **Report** of the Meteorological Committee to the Lords Commissioners of His Majesty's Treasury, for the year ended 31st March, 1906. London 1906. 8°. 154 S., 5 Tafeln. Preis 1 s. 4 d.

Result of the meteorological observations made at the Japanese meteorological station in Wonsan, Korea. 1904. Published by the Central Meteorological Observatory, Tokio, Japan. gr. 8°. 1 Bl., 21 S. — Dasselbe für 1905, Fusan 1904 u. 1905, Yongampo 1904 u. 1905, Chemulpo 1904 u. 1905, Josin 1905. Die Beobachtungstermine sind 2, 6, 10, 2, 6, 10. Vgl. oben den Dienst auf den Philippinen und auf S. 288 dieses Jahrgangs denjenigen in China. G. H.

Results of the magnetical and meteorological observations made at the Royal Alfred Observatory, Mauritius, in the year 1904. Under the direction of T. F. Claxton. London 1906. 4°. XXVII, (XLVII) S., 1 Tafel.

Results of the magnetical and meteorological observations made at the Royal Observatory, Greenwich, in the year 1904, under the direction of W. H. M. Christie. Edinburgh 1905. 4°. 4 Bl., LVIII. CLIII S., 4 Tafeln. — Neu ist der Abschnitt: Observations of parhelia and paraselenae, in dem sehr eingehende Beobachtungen solcher Lichterscheinungen im Jahre 1904 gegeben werden.

Rotch, A. Lawrence: The international meteorological conference at Innsbruck. 4°. 3 S. S.-A. Science XXIII, No. 600, 1906.

Rougerie [Monseigneur, Evêque de Pamiers]: Les courants aëriens dans le Bassin de l'Atlantique et les courants marins. Paris, Gauthier-Villars. 1906. 8°. 31 S., 1 Tafel. Preis 2 fr. — Versuch, mittels eines eigens dazu hergerichteten Globus, die Luft- und Meeresströmungen künstlich zu erzeugen.

Schering, Karl: Bericht über die Fortschritte unserer Kenntnisse vom Magnetismus der Erde (VI, 1899—1904). Gotha, Perthes (1906). 8°. S.-A. Geogr. Jahrbuch, 28. Bd., 2. Hälfte, S. 291—372. — Zeichnet sich durch große Vollständigkeit aus. Dem Verf. sollte durch Zusendung aller einschlägigen Arbeiten seitens der Autoren seine überaus nützliche Arbeit erleichtert werden. G. H.

Schück, A.: Beiträge zur Meereskunde. III. Zur Kenntnis der Wirbelstürme. Bahnen. (Westindien, Indischer Ozean, Süd- und Nord-Ost-Pacific). Hamburg, Selbstverlag, 1906. Fol. 2 Bl., S. 49—81, Tafel 9—36. Preis 9 M.

Staub, Moriz: Resultate der phytophänologischen Beobachtungen in der Umgebung des Balatonsees [Plattensees]. Aus dem Nachlasse des weil. — in Druck gelegt von J. Bernátsky. Wien, E. Hölzel 1906. 4°. 1 Bl., 45 S., 1 Karte. [Result. d. wiss. Erforschg. des Balatonsees, I. Bd., 5 T., II. Abt.] — Die Karte ist eine phänologische des transdanubischen Teiles Ungarns.

Treitschke, Friedr.: Beiträge zur Klimatologie Thüringens. Nachtrag betreffend die Windverhältnisse von Erfurt. Berlin, O. Salle 1906. gr. 8°. 4 Bl., 16 S., 1 Portrait des Verf. Preis 1,20 M. — Posthume, von G. Hellmann besorgte Schrift des am 19. Juni 1905 in Erfurt verstorbenen Verfassers, der sich um die Erforschung des Klimas von Thüringen große Verdienste erworben hat.

Uetrecht, Erich: Die Ablation der Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiete im Jahre 1904/05. Inaug.-Dissert. Bern. Bern 1906. 8°. 2 Bl., 66 S., 3 Tafeln.

Veröffentlichungen des Hydrographischen Amtes der Kais. u. Königl. Kriegsmarine in Pola. Gruppe II. Jahrbuch der meteorologischen, erdmagnetischen und seismischen Beobachtungen. Neue Folge. X. Band. Beob. d. Jahres 1905. Pola 1906. Fol. XXV, 151 S., 1 Tafel.

—: Gruppe V. Ergebnisse der met. Beobachtungen in Pola für das Lustrum 1901—1905. Zusammengestellt von Cäsar Arbesser von Rastburg. Pola 1906. Fol. 32 S.

Voß, Ernst Ludwig: Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika. Inaug.-Diss. Rostock. Rostock 1905. 4°. 35 S.

Westermann, R.: Der meteorologische Äquator im Stillen Ozean. Hamburg 1906. 4°. 1 Bl., 27 S., 2 Tafeln. (Aus dem Archiv d. Deutsch. Seewarte, XXIX. Jahrg.).

Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.

Ausführung von Uhrwerken und Apparaten für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. Mikrometertaster $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Wir erteilen den Lesern der **Meteorologischen Zeitschrift** gern Auskunft über *Bezugsquellen von Meteorologischen Apparaten, Vermessungsinstrumenten, Optischen Instrumenten, Photographischen Apparaten, Physikalischen Apparaten, Geodätischen, mathematischen und nautischen Instrumenten, Astronomischen Instrumenten, Zeichen-Utensilien usw. usw.*

Geschäftsstelle der Meteorolog. Zeitschrift Braunschweig.

„EPPNER"

Präzisions-Taschenuhren

in Silber-, Gold-, Stahl- und Tula-Gehäusen.

Erstklassiges Fabrikat. — Mäßige Preise. — Bequeme Zahlung. Mehrjährige Garantie.

A. Eppner & Co., Breslau, Uhrenfabrikation und Versand. Fabrik i. Silberberg i. Schles.

Verlangen Sie Preisliste *a*.

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Entwickler:

in Substanz, Patronen u. konzentrierten Lösungen.

Metol-Hauff

Adurol-Hauff

Amidol-Hauff

Glycin-Hauff

Ortol-Hauff

Piral-Hauff

Ausführliche Mitteilungen im

Photo-Handbuch-Hauff. Gratis!

Sämtliche Chemikalien für die Photographie.

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit.

Bezug durch die Handlungen photogr. Artikel.

Friedr. Vieweg & Sohn

Braunschweig.

Buchdruckerei, Buchbinderei,

Schriftgießerei, Stereotypie,

Galvanoplastische und Xylographische Anstalt.

Kataloge, Preislisten, Broschüren, Illustrationen,

Galvanos usw.

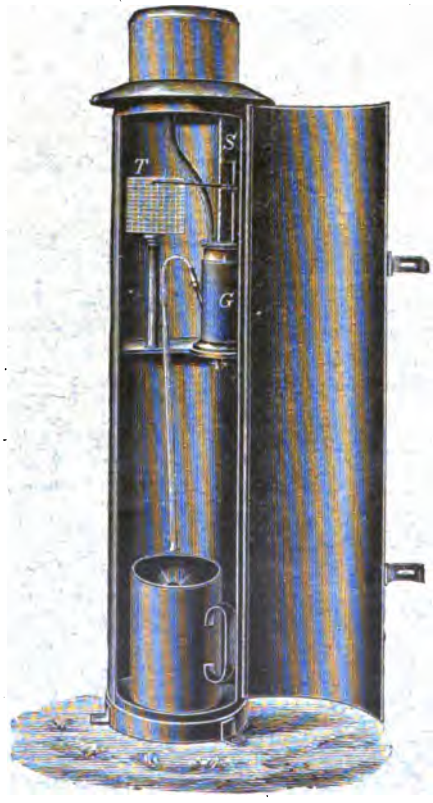
Digitized by Google

R. Fuess

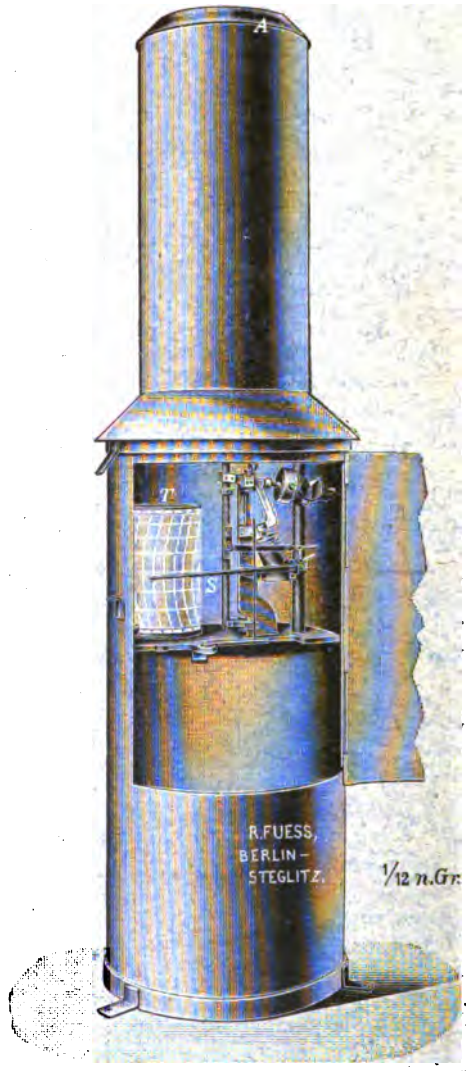
vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

Steglitz

bei Berlin.



Nr. 95. Regenmesser
Hellmann-Fuess.



Nr. 95a. Schneemesser
Hellmann-Fuess.

☞ Diesem Hefte sind beigelegt: Ein Prospekt der Buchhandlung von **Karl Block** in **Breslau I**, betr. „**Stielers Hand-Atlas**“; — ein Prospekt aus dem Verlage von **Chr. Herm. Tauchnitz** in **Leipzig**, betr. **Dr. Julius Hann**, „**Lehrbuch der Meteorologie**“; — sowie drei Prospekte der Verlagsbuchhandlung von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig**.

1906 Heft 11 November

DEC 27 1906

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit drei Textfiguren.

INHALT.

Seite

Max Margules: Zur Sturmtheorie. Mit 3 Textfiguren 481
Dr. Joseph Rheden, Wolkenhöhenmessungen mit Hilfe der Scheinwerferanlage des neuen Wiener Leuchtbrunnens 497

Kleinere Mitteilungen:

Seite

A. de Quervain: Bericht über die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt in Mailand . 505
J. Hann: Die „Temperaturumkehr" mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem niederösterreichischen Alpengebiete 507
J. Schubert: Wärmeaustausch der Seen und Meere 509
Halbfaß: Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren . 509
Bemerkungen über den Wärmeumsatz in Binnenseen 512
J. H.: Zunahme des Regenfalles mit der Seehöhe 513
J. H.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen an den beiden Ausgängen der Magalhaesstraße im Jahre 1904 514

Seite

Dr. Wahrmund Riegler: Bemerkenswerte Hagelformen 514
J. H.: Weitere Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Museum Goeldi in Pará 515
J. Hann: Der tägliche Gang des Regenfalles und die Maxima desselben auf Java 518
Friesenhof: Abnormes Regenwetter 519
S. P. Langleys wissenschaftliche Arbeiten 520
Prof. Dr. Daublebsky v. Sterneck in Czernowitz: Über die scheinbare Form des Himmelsgewölbes und die scheinbare Größe der Gestirne 522

Literaturbericht:

Dr. A. Swarowsky: G. Hellmann, Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten 523
Bibliographie 527

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.—. = K. 24.—.

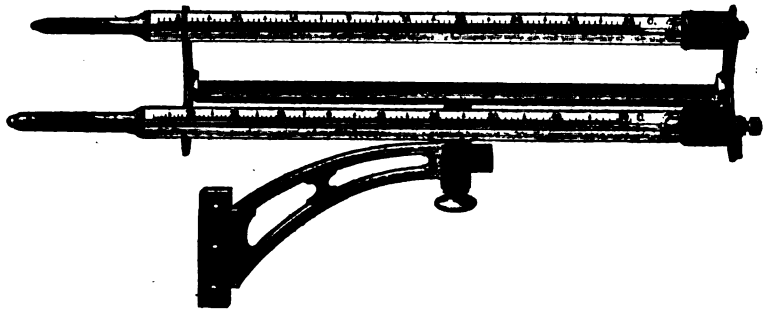
BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

Original Lambrecht's

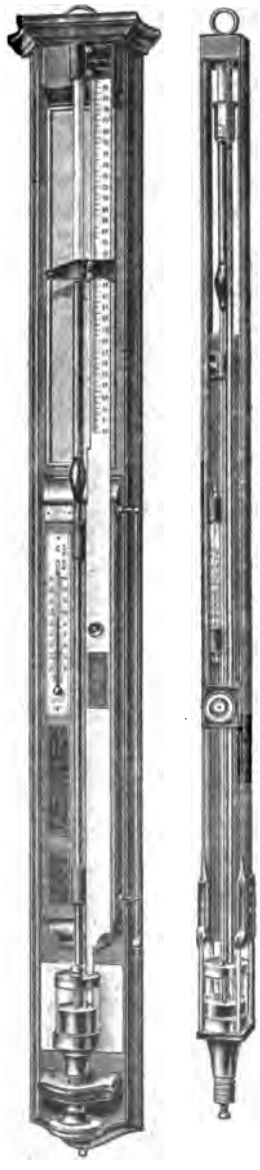
Thermometrograph

mit getrennten Thermometern in $^1/_5$ und $^1/_1{}^0$ C geteilt, auf gemeinsamem verstellbaren Halter.



Auf den meteorologischen Stationen des In- und Auslandes eingeführt, — auf ein Zehntel Grad amtlich geprüft — ist es das einzig zuverlässige System, für dessen wissenschaftliche Genauigkeit und gute Überkunft garantiert wird. **Preis von 20.— Mk. an.**

Beide Ausführungen sind für Höhen bis zu 3000 m verwendbar.



Original Lambrecht's

Normal-Quecksilber-Barometer

zu Preisen von 50 Mark an

hat eine Anzahl wesentlicher Unterscheidungsmerkmale anderen derartigen Instrumenten gegenüber, die es zu einem **Normal-Instrument** machen, das jeder Besitzer selbst auf seine Genauigkeit prüfen kann. Außer diesem gibt es kein bis auf $^1/_{100}$ mm genau zeigendes Barometer, das **in völlig gebrauchsfähigem Zustande** per Bahn und Schiff unter Garantie der guten Überkunft zu versenden ist.

Auf Wunsch des Bestellers wird das betr. Instrument von der Physikalisch-technischen Reichsanstalt in Charlottenburg geprüft.

Lambrecht's Instrumente sind in den Kulturstaaten gesetzlich geschützt.

Man verlange Gratis-Drucksache Nr. 275.

Wilh. Lambrecht, Göttingen

Gegründet 1859 **(Georgia Augusta)**

Inhaber des Ordens für Kunst und Wissenschaft, der grossen goldenen und verschiedener anderer Staatsmedaillen.
Ehrendiplom, Goldene Fortschritts-Medaille Wien 1906.

Vertreter an allen größeren Plätzen des In- und Auslandes.

General-Vertrieb für die Schweiz, Italien und die österreichischen Alpenländer durch:

C. A. ULBRICH & Co. in ZÜRICH.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 11.

SEP 21 1906
CAMBRIDGE, MASS.

Zur Sturmtheorie.

Von MAX MARGULES.

Vor kurzem habe ich eine Untersuchung über die Energie der Stürme veröffentlicht, die noch mancher Ergänzungen bedarf. Einen seither ausgearbeiteten Abschnitt glaube ich in dieser Mitteilung nachtragen zu dürfen. Verhältnisse, auf die ich hier nicht eingehen kann, veranlassen mich, Referat und Nachtrag hastig niederzuschreiben und von der Meteorologie Abschied zu nehmen.

I. Drei Ansichten über die Energiequelle der Stürme.

1. Schon vor langer Zeit hat man angenommen, daß, gleichwie die regelmäßigen Winde auch stürmische Luftbewegungen durch horizontale Temperaturunterschiede bedingt sind und durch die Wirkung der Schwerkraft entstehen. Die Annahme liegt nahe; weshalb man sie später verlassen hat, ist nicht ganz klar. Ich will einige Erfahrungen anführen, die gerade in jenen Dezennien gesammelt wurden, da man andere Sturmtheorien vorgezogen hat. In den großen Sturmgebieten von Europa und Nordamerika findet man zwei Teile von auffallend verschiedener Temperatur nahe beieinander. In heftigen Stürmen von kleiner Ausdehnung (Böen) sind plötzliche Temperaturstürze oft von 10° und darüber zu beobachten. Tornados entstehen nahe der Grenze kalter und warmer Luftmassen.

Wenn für die Passate das Beispiel der beständig geheizten und der beständig gekühlten Kammern paßt, zwischen denen die Tür offen steht, so gilt für die Stürme ein ähnliches. Die Tür öffnet sich zwischen einem warmen und einem kalten Zimmer; die Luftkammern muß man sich einige Kilometer hoch und viele hundert, selbst einige tausend Kilometer lang und breit denken. Man kann berechnen, welcher Betrag kinetischer Energie in einem solchen System verfügbar ist, oder wie groß die Geschwindigkeit ist, wenn man die lebendige Kraft auf die ganze Masse gleichmäßig verteilt. Über den Gang und die Ergebnisse der Rechnung wird im zweiten Abschnitt berichtet.

2. Viele Stürme sind von ergiebigen Niederschlägen begleitet; in zahlreichen Schriften aus den letzten vier Jahrzehnten findet man die Ansicht, daß die potentielle Energie der Luftmasse vor dem Sturm im Dampfgehalt zu suchen ist und daß ein Teil der Kondensationswärme in kinetische Energie übergeht. Aus einigen Büchern, die ich gerade bei der Hand habe, greife ich folgende Stellen heraus:

Espy (zitiert in Reye, Wirbelstürme, S. 147): Alle Stürme werden durch Dampfkraft erzeugt.

Reye (daselbst S. 134): Die bewegende Kraft in den Wirbelstürmen ist diejenige der Wärme, welche durch Kondensation atmosphärischen Wasserdampfes frei wird.

Ferrel (Popular Treatise on the Winds, p. 283): The energy of the cyclone is mostly in the aqueous vapor condensed.

Digitized by Google

Eliot sprach an vielen Stellen seiner Arbeiten über ostindische Zyklonen die gleiche Meinung aus.

Von der Art, wie sich die Kondensationswärme in kinetische Energie umsetzt, macht man sich folgende Vorstellung (die bei Ferrel, l. c. S. 232; Sprung, Lehrbuch, S. 231, ausgeführt ist): Eine feuchte Luftmasse steigt auf; sie hat in jedem Niveau höhere Temperatur als die Luft ringsum; sie treibt aufwärts, andere feuchte Luft rückt nach; dadurch wird auch die Luft eines großen Bezirks in Bewegung erhalten. Die Quelle der Energie ist hier die latente Dampfwärme, welche die Abkühlung der aufsteigenden Masse mindert, der Motor die Schwerkraft.

Die Geschwindigkeit, die eine aufsteigende feuchte Luftpartikel in einer ruhenden Masse von gegebener Temperaturschichtung erreichen kann, ist leicht zu berechnen. Unsere Aufgabe verlangt die Berechnung der verfügbaren kinetischen Energie eines Systems, in dem eine ausgedehnte dampfreiche Masse neben oder unter einer anderen liegt. Da hat man recht lange Rechnungen auszuführen, die sich aber nicht umgehen lassen, wenn man angeben will, welcher Teil der Kondensationswärme in lebendige Kraft übergeht. Daß ein sehr kleiner Teil genügen könnte, heftigen Sturm zu erzeugen, hat schon Reye bemerkt (l. c. S. 160).

Im Anschluß an die Berechnung des Zweikammersystems habe ich ein Modell untersucht, das in einer Kammer statt der warmen trockenen Luft dampfgesättigte enthält. Diese steigt auf, breitet sich über der sinkenden kalten Masse aus, sie kondensiert durch Expansion. Aber die Kondensationswärme trägt bei solcher Anordnung zur kinetischen Energie nichts bei; die verfügbare lebendige Kraft ist nicht größer, als sie mit trockener Luft gleicher Dichte wäre.

Nun sind noch Systeme zu untersuchen nach Art derjenigen von Ferrel und Helmholtz, wo dampfreiche Luft beim Aufsteigen trockene Massen durchbricht; da entsteht kinetische Energie auf Kosten der Kondensationswärme. Die Analyse einfacher Vorgänge dieser Art ist das einzig Neue, was ich hier vorzubringen habe. (Abschnitt III.)

Die in 1 und 2 skizzierten Ansichten schließen einander nicht aus. Es wäre möglich, daß in mittleren und hohen Breiten die erste, in den Tropen die zweite Theorie die wesentlichen Bedingungen der Entstehung des Sturmes richtig darstellt.

Bisher haben wir die horizontalen Druckgradienten nicht erwähnt. Darauf achten die Meteorologen am meisten; es gibt nicht wenige, denen der Satz genügt, der steile Gradient erzeugt den Sturm. Doch treten gedrängte Isobaren und Sturm gleichzeitig auf. Im Sturmgebiet ist die kinetische Energie weitaus größer, zugleich auch eine Form potentieller Energie (wir nennen sie vorläufig die potentielle Energie der horizontalen Druckverteilung), größer als sie vorher war. Beide müssen auf Kosten anderer Formen gewachsen sein, der potentiellen Energie der Lage und der inneren Energie. (In der letzten ist die innere Dampfwärme inbegriffen, auch die potentielle Energie der horizontalen Druckverteilung; doch kann diese wachsen, während der übrige Teil abnimmt.)

3. In Hanns Lehrbuch (erste Auflage, S. 578) findet man folgendes über ostindische Stürme:

„Aus den von den indischen Meteorologen klargelegten Verhältnissen bei der Entstehung großer Wirbelstürme ergibt sich von selbst die Quelle der Energie derselben. Diese besteht darin, daß die präexistierenden meteorologischen Verhältnisse es ermöglichen, daß Luftmassen von allen Seiten und weither unter Wirbelbildung einer bestimmten Erdstelle zuströmen. Ein sehr geringer Gradient kann unter diesen

Digitized by Google

Verhältnissen den inneren Wirbelringen die beobachtete Bewegungsenergie liefern. Da in den Tropen die ablenkende Kraft der Erdrotation noch ziemlich gering ist, so kann sich diese Energie auf einen relativ kleinen Raum konzentrieren und die ungeheuren Windstärken daselbst erzeugen."

Das war in der Met. Ztschr. 1877 ausführlich entwickelt, ist in das Buch von Hildebrandsson und Teisserenc de Bort und andere übergegangen und scheint danach die jetzt herrschende Ansicht von der Energiequelle tropischer Zyklonen zu sein.

Von aufsteigenden und sinkenden Luftmassen ist hier nicht die Rede, wohl aber als von einem fördernden Umstand in der folgenden Stelle des Lehrbuchs.

Ich hatte oft Gelegenheit, von Prof. Hann zu lernen, und es ist mir stets eine Freude, mit ihm übereinzustimmen. Daraus erwächst mir die Pflicht der Dankbarkeit, darzulegen, weshalb ich vertikale Bewegungen unter dem Einfluß der Schwerkraft für die wesentliche Bedingung des Sturmes halte.

Nehme ich keine vertikalen Strömungskomponenten an, so darf ich mir den ganzen Vorgang in einer dünnen Luftscheibe vorstellen. Gegeben ist eine gewisse horizontale Druckverteilung im Anfangszustand; ihr Arbeitswert ist zu berechnen.

p' soll der mittlere Druck sein, $p'(1+\varepsilon)$ der beobachtete vor dem Sturm; ε ist ein kleiner Bruch, in einem Teile des Gebietes positiv, im anderen negativ, sein Flächenintegral Null; $[\varepsilon]$ das Mittel der Absolutwerte von ε. Die größte Arbeit, die man von der gegebenen Druckverteilung fordern darf, wird bis zur Ausgleichung des Druckes geleistet. Sie beträgt so viel, daß sie in der ganzen Luftscheibe die Geschwindigkeit $[\varepsilon] \cdot 236$ m/sec erzeugen kann. Nehmen wir nun für $[\varepsilon]$ den Wert $^1/_{760}$, beiläufig denselben, den Hann in einem Beispiel voraussetzt; man erhält dann die Geschwindigkeit von 0.3 m/sec für die ganze Masse. Angenommen, in einem Teile des Gebietes konzentriert sich die lebendige Kraft und erzeugt dort die Geschwindigkeit von 30 m/sec, so könnte das nur im zehntausendsten Teil der ganzen wirksamen Masse sein. Zu einem tropischen Sturm von 100 km Durchmesser müßte man die potentielle Energie einer Luftscheibe vom Durchmesser eines Erdquadranten heranziehen.

Man muß beachten, daß die potentielle Energie einer horizontalen Druckverteilung sehr klein ist, selbst bei steilen Gradienten. Wenn man die Energiequelle der Stürme sucht, braucht man sich kaum um die Gradienten zu kümmern. Ich glaube, in der Discussion, die sich aus Hanns Theorie entwickelt hat, hat Sprung die sehr treffende Bezeichnung „genährte und ungenährte Gradienten" gebraucht; in den letzten Jahrzehnten sind diese Worte in Vergessenheit geraten. In der Luftscheibe haben wir ungenährte Gradienten, ebenso in der Atmosphäre, wenn die relative Druckverteilung in allen Niveauflächen gleich ist. Solche Gradienten verschwinden schon durch sehr kleine Bewegungen, die im Sinn des Gefälles eintreten. Als Nahrung der Gradienten hat man damals fast ausschließlich die Kondensationswärme aufsteigender dampfreicher Luftströme angenommen. Neuere Betrachtungen haben gezeigt, daß auch in ausgedehnten Luftmassen, die große Temperaturunterschiede im gleichen Niveau haben, ohne Kondensation genügende Nahrung den Gradienten zugeführt werden kann, um Sturm zu erzeugen und zu erhalten.

Dem Druckgefälle kommt dabei nur die Bedeutung eines Verteilers der kinetischen Energie zu. Darauf wird man näher eingehen können, wenn bessere Methoden, als die bisher bekannten, zur Behandlung aërodynamischer Aufgaben gefunden sind. Zweifellos entstehen die größten Geschwindigkeiten auf die Art, daß Luft im Sinne des horizontalen Druckgefälles fließt, wie Hann in der zitierten Abhandlung berechnet hat. Aber die Energiequelle ist nicht in den Gradienten zu suchen, die gleichzeitig

Digitized by Google

mit dem Winde wachsen, sondern in den Vorgängen, die durch Wirkung der Schwerkraft entstehen, durch die das Druckgefälle genährt wird: im Herabsinken potentiell kalter, im Aufsteigen wärmerer oder dampfreicher Luft.

II. Die Energiegleichung trockener Luft[1]).

4. Wir betrachten atmosphärische Bewegungen im Zusammenhang mit Wärmevorgängen und richten den Blick auf ein geschlossenes System trockener Luftmassen. Die nächsten Ausführungen beziehen sich nur auf Prozesse, an denen die Kondensation keinen Anteil hat. Als geschlossenes System kann man die ganze Luftschale ansehen; in der Annahme eines solchen Systems liegt keine Einschränkung der Aufgabe. Manchmal ist es aber zweckmäßig, eine kleinere Luftmasse zu wählen; wir wollen sie vom Boden und starren vertikalen Wänden begrenzt nach oben offen denken.

Welcher Betrag kinetischer Energie kann im System aus bekannten Anfangsbedingungen bei gegebener Wärmezufuhr entstehen?

q ist die der Luftmasse von außen zugeführte Wärme (was davon in die Begrenzung übergeht oder in den Raum ausgestrahlt wird, ist schon abgezogen).

Von q bleibt ein Teil als Wärme bestehen und vermehrt die innere Energie der Luft um $\delta \mathfrak{J}$.

Ein zweiter Teil leistet Arbeit gegen die Schwerkraft, die potentielle Energie der Lage wächst um $\delta \mathfrak{P}$.

Andere als mechanische und thermische Energieformen ziehen wir nicht in Betracht. Für den Zuwachs der kinetischen Energie $\mathfrak{K}$ hat man die Gleichung:

$$\delta \mathfrak{K} = q - \delta(\mathfrak{P} + \mathfrak{J}) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (E)$$

Statt dieser Form war in der Abhandlung über die Energie der Stürme eine andere eingeführt, die in manchen Fällen vorteilhaft ist:

$$\delta \mathfrak{K} + (\mathfrak{R}) = (Q) - \delta(\mathfrak{P} + \mathfrak{J}).$$

$(\mathfrak{R})$ Verlust kinetischer Energie durch Reibung, (Q) Wärmezufuhr einschließlich der Reibungswärme. Ein Teil von $(\mathfrak{R})$ kann als Wärme in den Luftmassen bleiben r_e, der andere r_w in die Begrenzung übergehen oder ausgestrahlt werden. Ist (q) die der Luft von außen zugeführte Wärme, so hat man

$$(Q) = (q) + r_e = (q) + (\mathfrak{R}) - r_w$$

und für das oben eingeführte q

$$q = (Q) - (\mathfrak{R}) = (q) - r_w.$$

Die Gleichung (E) sagt, daß kinetische Energie nicht notwendig auf Kosten der gleichzeitig zugeführten Wärme entsteht. $\mathfrak{K}$ wächst ohne Wärmezufuhr, wenn $\mathfrak{P} + \mathfrak{J}$ abnimmt. In diesem Fall ist die Summe der potentiellen Energie der Lage und der inneren Energie als die gesamte potentielle Energie anzusehen. $\mathfrak{J}$ erscheint als das Potential der inneren Kräfte, das ist der (normalen) Druckkräfte allein, da wir für Luft die Zustandsgleichung des idealen Gases einführen. Wenn bei irgend einer kleinen virtuellen Verschiebung $\mathfrak{P} + \mathfrak{J}$ abnimmt, ist das System nicht im Gleichgewicht oder in labilem. Stabil ist der Zustand, wenn $\mathfrak{P} + \mathfrak{J}$ einen Minimumwert hat.

(1) Erwärmt man die Schicht einer ruhenden Luftsäule, bis Auftrieb und kinetische Energie entsteht, so kann man fragen, welcher Teil zugeführter Wärme ist in jene Energieform übergegangen?

(2) Kühlt man die Schicht, so kann auch lebendige Kraft entstehen; es hätte aber keinen Sinn, zu fragen, welcher Teil der entzogenen Wärme hat sich in kinetische Energie verwandelt? Diese entsteht aus dem Vorrat potentieller Energie. $\mathfrak{P} + \mathfrak{J}$ hatte vor der Kühlung einen bestimmten Wert, der ein Minimum war in Beziehung auf alle möglichen kleinen Verschiebungen.

[1]) Referat einiger Abschnitte der Abhandlung über die Energie der Stürme. Jahrbücher der Centralanstalt f. Meteor. 1903. (Wien 1905.)

Digitized by Google

Nach der Kühlung hat $\mathfrak{P} + \mathfrak{J}$ einen kleineren Wert, der aber für den neuen Zustand kein Minimumwert ist.

Um die Frage in (1) zu beantworten, müssen wir kennen $(\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_1$ vor der Erwärmung, $(\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_2 = q + (\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_1$ nach Erwärmung vor Beginn der Bewegung; zu bestimmen ist $(\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_3$ zur Zeit, da die kinetische Energie den größten Wert hat. Das Gesuchte hat man aus

$$\delta \mathfrak{K} = (\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_2 - (\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_3 = q - [(\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_3 - (\mathfrak{P} + \mathfrak{J})_1].$$

Hier sind q und der Subtrahend positiv; in (2) beide negativ und der Absolutwert des Subtrahenden größer.

Wenn Luftbewegungen durch Wärmevorgänge bewirkt, aber nicht dauernd durch solche erhalten werden, kann man den Zustand, der nach Erwärmung oder Abkühlung eintritt, als Anfangszustand wählen; von da ab wird die kinetische Energie nur aus der gesamten potentiellen gespeist:

$$\delta \mathfrak{K} = -\delta(\mathfrak{P} + \mathfrak{J}) \quad \text{für } q = 0 \ldots\ldots\ldots (E^*)$$

Um von der Energiegleichung Gebrauch zu machen, muß man $\mathfrak{P}$ und $\mathfrak{J}$ ausrechnen. Ist T die absolute Temperatur des Massenteils dm in der Höhe z[1]), so hat man:

$$\text{a) } \mathfrak{J} = C_v \int T dm + K_1; \qquad \text{b) } \mathfrak{P} = g \int z dm.$$

Diese Ausdrücke gelten allgemein. Der zweite läßt sich in eine für die Rechnungen bequeme Form bringen, wenn man für Anfangs- und Endzustand folgende Annahmen macht:

I. Der Druck ist in jedem Orte gleich dem Gewicht der darüber liegenden Einheitssäule.

II. Die Luftmasse besteht aus zwei durch eine verschiebbare Niveaufläche getrennten Teilen, der obere wirkt nur wie ein Stempel von konstantem Gewicht; untere Masse und Stempel zusammen bilden das geschlossene System.

In der Annahme II scheint keine wesentliche Einschränkung der Aufgabe zu liegen, denn die Höhe der begrenzenden Niveaufläche kann man beliebig wählen. — Dann wird

$$\text{b*) } \mathfrak{P} = R \int T dm + K_2,$$

$$\text{c) } \mathfrak{P} + \mathfrak{J} = C_p \int T dm + K.$$

Ferner die Energiegleichung, wenn T, T' für den Anfangs- und Endzustand derselben Luftpartikel dm gelten:

$$\delta \mathfrak{K} = q - C_p \int (T' - T)\, dm \ldots\ldots\ldots (E_1)$$

$$\delta \mathfrak{K} = C_p \int (T - T') dm \text{ für } q = 0 \ldots\ldots (E_1^*)$$

Die Integrale sind über die Masse unter dem Stempel zu erstrecken.

Schwerpunktsänderung einer Luftsäule durch Wärmezufuhr. Diese Gleichungen sollen zunächst an einer statischen Aufgabe geprüft werden. Einigen Schichten einer ruhenden Luftsäule, allgemeiner einer ruhenden Masse im geschlossenen System, wird Wärme zugeführt; dabei können die Schichten in gleicher Folge bleiben oder sie schieben sich durcheinander und die kinetische Energie wird schließlich durch Reibung verzehrt. Wir haben (E_1) mit $\delta \mathfrak{K} = 0$; ferner b*) mit dem Stempel Null; $\delta \zeta$ für die Hebung des Schwerpunkts der ganzen Masse M.

$$g M \delta \zeta = \delta \mathfrak{P} = R \int (T' - T) dm; \quad q = C_p \int (T' - T) dm; \quad \delta \zeta = \frac{R}{C_p} \cdot \frac{q}{g M}.$$

Für die Einheitssäule ist gM gleich dem Bodendruck p_0 und die Hebung des Schwerpunkts

$$\delta \zeta = \frac{R}{C_p} \cdot \frac{q}{p_0},$$

unabhängig von den Stellen, an denen Wärme zugeführt wurde, nur der ganzen Zufuhr proportional.

[1]) Ferner C_v, C_p spezifische Wärme der Luft bei konstantem Volumen, konstantem Druck, $C_p - C_v = R$ zugleich Konstante der Zustandsgleichung $p = RT\mu$, p Druck, μ Dichte; g Schwerebeschleunigung, konstant gesetzt; K Konstanten, die in den Differenzen entfallen.

Digitized by Google

Durch inneren Wärmeaustausch wird die Lage des Schwerpunkts nicht geändert. (Vgl. Ritter, Anwendungen der mech. Wärmeth. auf kosmol. Probl., S. 46 bis 49. Leipzig 1882.)

5. Verfügbare kinetische Energie der Luftmasse in einem geschlossenen System. Beispiel der zwei Kammern. Die Luftmasse ist jetzt in einem bestimmten Zustand; wir fragen, welches ist der größte Betrag kinetischer Energie, den sie, sich selbst überlassen, entwickeln kann? Der Anfangswert $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_a$ der gesamten potentiellen Energie ist gegeben. Die Frage läßt sich leicht beantworten, wenn man noch den kleinsten möglichen Endwert $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_{Min.}$ angeben kann.

Denken wir uns die Masse in allen Teilen adiabatisch in einen neuen Zustand übergeführt, derart, daß jetzt jede Niveaufläche eine isotherme Fläche wird und die Schichten nach steigender potentieller Temperatur aufwärts geordnet; dann könnte die Masse, wenn sie keine kinetische Energie hätte, in stabilem Gleichgewicht verharren; das ist die einzige Anordnung solcher Art, also die Lage der kleinsten potentiellen Energie $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_{Min.}$ bei adiabatischer Bedingung.

Es läßt sich zeigen, daß dieser überhaupt der kleinste Wert ist, den man ohne Wärmeentziehung erhalten kann. Wir bringen das System in die Schichtung stabilen Gleichgewichts, zuerst (A) in den kleinsten Teilen isentropisch; ein andermal (B), nachdem sich die kleinen Massen m_1 m_2 von verschiedener potentieller Temperatur während der Umlegung gemischt haben. In (A) bilden m_1 und m_2 getrennte Schichten, zwischen ihnen liegen andere von intermediären Entropiewerten. Um aus (A) den Zustand (B) zu erhalten, müßte man beide Schichten der Schwerkraft entgegen verschieben und an die Stelle bringen, wo $m_1 + m_2$ in (B) liegt. Man müßte Arbeit leisten, um (B) aus (A) zu erzeugen. Demnach ist $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_A$ kleiner als $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_B$, und allgemein $(\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_{Min.}$ der Wert, den man für stabile Schichtung mit isentropischer Lagenänderung jedes Massenteils erhält, kleiner als ein anderer, der einer Schichtung nach Vermischung zukommt.

Man hat den größten Wert des Zuwachses kinetischer Energie:

$$\delta \mathfrak{K}_{Max.} = (\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_a - (\mathfrak{P} + \mathfrak{Z})_{Min.}$$

Gelten die Voraussetzungen I und II, so ist das letzte Glied rechts leicht zu berechnen. Man kennt für jede Masse dm im Anfangszustand p und T; man hat für den Zustand kleinster potentieller Energie das p' Gewicht des Stempels plus demjenigen der Schichten höherer potentieller Temperatur für die Flächeneinheit, damit aus der Gleichung der isentropischen Zustandsänderung auch die neue Temperatur T' und kann nun die Gleichung (E_1^*) anwenden.

Wir wollen jetzt an das Beispiel der zwei Zimmer denken, uns vorstellen, daß jedes einige Kilometer hoch, viele hundert Kilometer lang und breit ist und daß beide statt der Decke einen verschiebbaren Stempel tragen; hier haben wir die Aufgabe, deren Lösung die erste der oben besprochenen Sturmtheorien verlangt.

Anfangszustand: Die Luftmasse ist vom ebenen Boden und von vertikalen Wänden begrenzt; ein kälterer Teil 1 über der Grundfläche B_1, ein wärmerer 2 über B_2 sind getrennt. In jedem Teile ist die Temperatur Funktion der Höhe allein und die Schichtung stabil; die potentielle Temperatur der höchsten Schicht von 1 niedriger als die von 2 am Boden, die Mitteltemperaturen T_1, T_2. Beide Massen reichen bis zur Höhe h, über ihnen eine Niveaufläche konstanten Druckes.

Die Massen kommen in Bewegung. Man erhält $\delta \mathfrak{K}_{Max.}$, wenn sich die kältere Masse 1 unten, 2 oben ausgebreitet hat über der ganzen Bodenfläche $B = B_1 + B_2$ und die Schichten in 1, 2 einzeln gleiche Folge haben wie im Anfangszustand. Würde $\delta \mathfrak{K}_{Max.}$ auf alle Massenteile gleichmäßig verteilt, so hätte jeder die Geschwindigkeit

$$V = \sqrt{\frac{B_1 B_2}{B^2} \tau \cdot gh}, \quad \text{mit } \tau = \frac{\mathsf{T}_2 - \mathsf{T}_1}{\sqrt{\mathsf{T}_1 \mathsf{T}_2}}.$$

Digitized by Google

Der Ausdruck hat bei gegebenem B den größten Wert, wenn $B_1 = B_2$; dann wird

$$V = \tfrac{1}{2}\sqrt{\tau \cdot g h} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (1)$$

Das ist die Geschwindigkeit eines im Vakuum frei fallenden Körpers, der um $\tau h/8$ gesunken ist.

Mit $T_1 = 273^0$, $T_2 = 283^0$ und $h = 3000$ m wird $V = 16$ m/sec, für $h = 6000$ m, $V = 23$ m/sec. Mit niedrigeren Mitteltemperaturen bei gleicher Differenz wird V noch etwas größer.

Luftmassen, die bis zur Höhe von einigen Kilometern Temperaturunterschiede von 10^0 haben, enthalten einen Vorrat potentieller Energie, der zur Erzeugung von Sturm im ganzen Felde ausreicht. In Wirklichkeit verteilt sich die kinetische Energie nicht gleichmäßig auf die reagierenden Massen. Sturm wird in einem Teile des Gebiets herrschen, lange bevor $\delta \mathfrak{K}_{Max.}$ erreicht ist; auch wenn ein Teil der lebendigen Kraft durch Reibung verzehrt wird und wenn die Umlegung nicht streng isentropisch stattfindet.

In (1) ist vorausgesetzt, daß die Massen anfangs durch eine vertikale Wand getrennt waren. Bildet die Wand mit der Vertikale den Winkel δ, ist das Volumen der Kammern gleich, die kalte Masse unten im spitzen Keil, l die Länge des ganzen Troges von überall gleicher Breite, so findet man:

$$V = \tfrac{1}{2} \cdot \sqrt{\tau g h}\, \sqrt{1 - \tfrac{1}{2}\frac{h}{l} tan\, \delta} \quad \text{für } tan\, \delta < \frac{l}{h}.$$

Das berechnete Beispiel kann man als Modell der Vorgänge in Böen gelten lassen. In anderen Stürmen gibt es meist stetige Temperaturverteilungen; auch für diese läßt sich die Rechnung leicht durchführen.

In der Gleichung (1) fällt zunächst auf, daß V unabhängig ist von der Art des Gases. Die Konstanten R, C_p kommen darin nicht vor. Man erhält also das gleiche V bei gleichen Temperaturen in Wasserstoff wie in Luft. Das gilt nicht ganz genau. (1) ist nur eine Näherungsformel, aber eine sehr brauchbare.

Zu dem gleichen V kommt man, wenn in den Kammern statt der Luftmassen verschiedener Mitteltemperatur unzusammendrückbare Flüssigkeiten ungleicher Dichte liegen und τ den relativen Dichteunterschied (Quotient aus der Dichtedifferenz durch die mittlere Dichte) bezeichnet. Diese Bedeutung hat τ in der Näherungsrechnung auch für die mittleren Dichten der Luftmassen. Die bei der Umlegung entstehende kinetische Energie ist im wesentlichen eine Wirkung der Schwerkraft, obgleich im Gas mit der Änderung der Lagenenergie auch die innere Energie abnimmt.

Mit der Annahme II wird das Verhältnis $\delta \mathfrak{Z}/\delta \mathfrak{P}$ gleich C_v/R [den Gleichungen a) b*) gemäß] für Luft 1/0.41. Die Rechnung läßt sich auch ohne diese Annahme durchführen. Man kann die Massen im konstanten Volumen lassen, genau entsprechend dem Beispiel der zwei Zimmer, oder den Druck an der begrenzenden Niveaufläche so langsam ändern, daß daraus kein merklicher Betrag kinetischer Energie entsteht; dann erhält man wieder die Gleichung (1), das Verhältnis $\delta \mathfrak{Z}/\delta \mathfrak{P}$ ist aber ein ganz anderes wie zuvor.

In diesen Systemen kommt es für die Erzeugung eines großen Betrages kinetischer Energie darauf an, daß Massen aus dem kälteren Teile um einige Kilometer sinken, solche aus dem wärmeren aufsteigen. Die vertikalen Verschiebungen sind also klein im Vergleich mit den horizontalen, die Neigung der Bahnen gegen die Niveauflächen kann weit unter einem Bogengrad bleiben.

Horizontale Druckunterschiede müssen von vornherein bestehen in Massen mit verschiedener Temperatur im gleichen Niveau. Das horizontale Druckgefälle kann

Digitized by Google

in einem Teile des Gebiets während der Bewegung wachsen; davon kommt in der Energierechnung nichts vor, auch nichts von den Wirkungen der ablenkenden Kraft, denn diese tragen zur kinetischen Energie nichts bei. Druckgradienten und Bahnform, mit denen die Mechanik der Meteorologen sich fast ausschließlich beschäftigt, deren Bedeutung für dynamische Aufgaben offenkundig ist, können außer Acht bleiben, wenn man nur die verfügbare kinetische Energie eines Systems sucht.

Doch ist auch in unserer Energierechnung die Arbeit der Druckkräfte enthalten, wenngleich in versteckter Form als Teil von $\delta\mathfrak{J}$. Das erkennt man besser in dem Folgenden.

6. Verfügbare kinetische Energie einer horizontalen Luftscheibe.

Wir wollen uns eine geschlossene horizontale Luftscheibe vorstellen, so dünn, daß man vom vertikalen Druckgefälle absehen darf und daß bei allen Massenverschiebungen $\delta\mathfrak{P}$ unmerklich klein bleibt. Als Anfangszustand ist eine gewisse Druckverteilung p gegeben. Die Masse kommt in Bewegung und erhält ohne Reibung die größte kinetische Energie, wenn der Druck p' in der ganzen Scheibe gleich wird. Gelten T, T' als Temperaturen des Massenteils dm im Anfangszustand und nach Ausgleichung des Druckes, so hat man:

$$\delta\mathfrak{K} = -\delta\mathfrak{J} = C_v\int(T - T')\,dm \quad \text{für } \delta\mathfrak{P} = 0 \text{ und } q = 0 \quad . \quad (E^{**})$$

Wenn man die Masse aus dem Zustande p' adiabatisch in die Druckverteilung p überführen will, muß man die Arbeit $\mathfrak{A}$ gegen die Druckkraft leisten; man berechnet[1]), wenn dk ein Volumelement:

$$\mathfrak{A} = \frac{C_v}{R}\cdot\int(p - p')\,dk = C_v\int(T\mu - T'\mu')\,dk = C_v\int(T - T')\,dm.$$

Dieselbe Arbeit leisten die Druckkräfte, wenn die Masse von selbst aus dem Zustande p zu p' kommt; sie ist identisch mit der Abnahme der inneren Energie. Man kann also sagen, die kinetische Energie entsteht aus der Arbeit der Druckkräfte oder aus der inneren Energie. Die erste Formulierung entspricht dem Prinzip der lebendigen Kraft, die andere dem Energieprinzip.

Das gilt nicht allein für die Luftscheibe. In jedem geschlossenen System ist die Arbeit der Druckkräfte beim Übergang von einem Zustande zum anderen gleich der Abnahme der inneren Energie, wenn keine Wärme von außen zugeführt wird. $\mathfrak{J}$ ist, wie schon oben erwähnt wurde, als Potential der Druckkräfte anzusehen im geschlossenen adiabatischen System.

Nun nehmen wir folgenden Anfangszustand in der Scheibe an: Ein Teil Volumen k_1 hat den Druck p_1, der andere k_2 den Druck p_2. Die größte kinetische Energie, die in diesem System entstehen kann, berechnet man aus (E^{**}), wenn T' für den ausgeglichenen Druck p' gilt. Verteilt man dieses $\delta\mathfrak{K}$ auf die ganze Masse, und ist $k_1 = k_2$, so hat jede Partikel die Geschwindigkeit

$$(V) = \tfrac{1}{2}\cdot\sqrt{\frac{C_v}{C_p}RT}\;\frac{p_1 - p_2}{p_1} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

worin T die mittlere Temperatur der Masse. Mit $p_1 = 765$, $p_2 = 755$ mm Hg und $T = 273^0$ wird $(V) = 1.55$ m/sec.

Wir vergleichen das (V) der Scheibe mit dem V des Zweikammersystems von beträchtlicher Höhe, wenn p_1 p_2 in der ersten die gleichen Werte haben, wie der Anfangsdruck am Boden p_{01}, p_{02} im zweiten; benutzen ein schon berechnetes Beispiel (En. d. St., S. 14).

[1]) Arbeitswert einer Luftdruckverteilung. Jubil.-Band der C.-A. f. Met. Wiener Denkschriften (1901) 73, 330, Gleichung (1b) mit geänderter Bezeichnung.

Digitized by Google

$p_{01} = 759.2$, $p_{02} = 753.5$, $p_h = 510$ mm Hg. Diese Werte gehören zu zwei Kammern von 3000 m Höhe, deren Mitteltemperaturen $T_1 = 257.9°$, $T_2 = 262.9°$. Aus (1) erhält man $V = 12.2$ m/sec. Mit $p_1 = 759.2$, $p_2 = 753.5$ und $T = 260.4°$ aus (2) . . . $(V) = 0.89$.

Beim Wegziehen der Zwischenwand von $k_1\, k_2$ kann die Geschwindigkeit der nahe der Wand gelegenen Teile viel größer sein als das mittlere (V); sobald die Bewegung sich auf die ganze Masse verteilt, ist die Geschwindigkeit überall von der Größenordnung des berechneten (V). Eine zehnfach größere könnte nur im hundertsten Teile der Masse entstehen. Aber auch der Sturm während des Bruchteils einer Sekunde entfällt, wenn die anfängliche Druckverteilung stetig ist.

Wir setzen jetzt für den Anfangszustand in der Scheibe $p = p'(1 + \varepsilon)$, worin ε teils positiv, teils negativ, überall stetig, p' wie oben der Druck nach adiabatischer Ausgleichung. Der Arbeitsvorrat dieses Systems[1]) ist:

$$\mathfrak{A} = \frac{C_v}{C_p} p' \int dk \cdot \frac{\varepsilon^2}{2} = \frac{C_v}{C_p} p' \cdot \frac{k}{2} [\varepsilon^2],$$

$[\varepsilon^2]$ der Mittelwert von ε^2 in der ganzen Scheibe. Die Luftmasse ist kp'/RT, demnach die mittlere lebendige Kraft der Masseneinheit, die aus $\mathfrak{A}$ enstehen kann:

$$\frac{(V)^2}{2} = \frac{C_v}{C_p} RT \frac{[\varepsilon^2]}{2}, \text{ und angenähert } (V) = \sqrt{\frac{C_v}{C_p} RT} \cdot [\varepsilon],$$

worin $[\varepsilon]$ statt $\sqrt{[\varepsilon^2]}$ gesetzt ist.

Der Wurzelausdruck in (V) ist 1/1.41 der Schallgeschwindigkeit; mit $T = 273°$ gleich 236 m/sec.

Die letzte Näherungsformel ist in 3 benutzt worden, um zu schließen, daß ungenährte Gradienten keinen Sturm erzeugen.

III. Berechnung der kinetischen Energie, die aus der Kondensationswärme entstehen kann[2]).

7. In den Systemen, die wir jetzt einführen, unterscheiden wir eine Masse 1, die im Trockenstadium bleibt, wir setzen dafür trockene Luft, und eine gesättigte Masse 2, deren Dampf zum Teil kondensiert. Für eine Partikel von 1, die adiabatisch aus dem Zustande $p_1\, T_1$ zu einem anderen $p_1'\, T_1'$ übergeht, gilt

$$T_1' = T_1 \left(\frac{p_1'}{p_1}\right)^{\varkappa} \qquad \text{mit } \varkappa = \frac{R}{C_p} = \frac{0.41}{1.41}.$$

Für 2 kann man nach dem Vorgang von Reye eine ähnliche Gleichung gebrauchen:

$$T_2' = T_2 \left(\frac{p_2'}{p_2}\right)^{\lambda} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots \quad (1)$$

λ, positiv und kleiner als $\varkappa$, ist eine Funktion der drei Größen T_2, p_2, p_2'. Deren Werte variieren in der Atmosphäre zwischen $\varkappa/3$ und $\varkappa$. Dadurch werden die Rechnungen für feuchte Luft weitläufiger als für trockene. Wir brauchen hier aber keine genauen Zahlenwerte, wollen nur eine Übersicht der Bedingungen gewinnen, unter denen die Kondensationswärme einen Beitrag zur kinetischen Energie liefert und den Betrag in einzelnen Fällen schätzen. Dann ist die Veränderlichkeit des λ für unsere Aufgabe von geringer Bedeutung. Wir setzen also:

$$\lambda \textit{ constant}$$

und werden in jeder Rechnung seinen Wert zweckmäßig zu wählen haben.

[1]) Arbeitswert einer Luftdruckverteilung S. 331, Gleichung (Ib*).

[2]) Dieser Abschnitt enthält den in der Abhandlung über die Energie der Stürme S. 4 versprochenen Nachtrag.

Digitized by Google

Nun stellen wir uns vor, das Gas 2 ist trockene Luft, der bei Expansion ($p_2' < p_2$) gerade so viel Wärme zugeführt wird, daß die Gleichung (1) erfüllt ist; für die Masseneinheit:

$$Q = \frac{\varkappa - \lambda}{\lambda} C_p (T_2 - T_2') \quad \ldots \ldots \ldots \quad (2)$$

Das ist unsere Kondensationswärme.

Dampfhaltige Luft hat geringere Dichte als trockene bei gleicher Temperatur und gleichem Druck. Diesen Umstand ziehen wir in die Rechnung, indem wir mit

T_2, T_2' die virtuellen Temperaturen

bezeichnen, die Temperaturen trockener Luft gleicher Dichte bei p_2, bei p_2'. Demgemäß werden wir auch λ bestimmen.

Ist (T_2) die beobachtete Temperatur, T_2 die virtuelle (Guldberg u. Mohn), p Druck, p_β Partialdruck des Dampfes, so besteht die Beziehung

$$T_2 = \frac{(T_2)}{1 - 0.3767 \, p_\beta/p}.$$

Die Luft, die nur mit Wärmezufuhr den Gleichungen (1) und (2) gemäß expandiert, führen wir an Stelle der dampfgesättigten Luft ein und nennen sie zuweilen das fiktive Gas. In einer Säule dieses Gases ist der Temperaturgradient b des indifferenten Zustandes:

$$b = -\frac{dT}{dz} = \frac{\lambda}{\varkappa} \cdot \frac{g}{C_p} = \lambda \cdot \frac{g}{R} \quad \ldots \ldots \ldots \quad (3)$$

Für ein geschlossenes System, das aus den Massen 1, 2 und dem Stempel besteht, gilt die Energiegleichung (E_1):

$$\delta \mathfrak{R} = q - C_p \int (T_1' - T_1) \, dm_1 - C_p \int (T_2' - T_2) \, dm_2,$$

worin die Wärmezufuhr der Gleichung (2) gemäß bestimmt ist durch

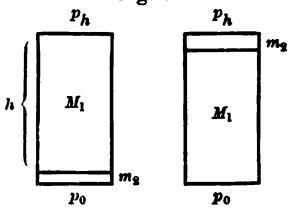
$$q = \frac{\varkappa - \lambda}{\lambda} C_p \int (T_2 - T_2') \, dm_2 \quad \ldots \ldots \ldots \quad (4)$$

Damit wird

$$\delta \mathfrak{R} = C_p \int (T_1 - T_1') \, dm_1 + \frac{\varkappa}{\lambda} C_p \int (T_2 - T_2') \, dm_2 \quad \ldots \ldots \quad (5)$$

8. Diese Gleichungen wenden wir zunächst auf folgende Aufgabe an. In der Einheitssäule liegt auf dem Boden eine sehr dünne Schicht dampfgesättigter Luft (in der Rechnung: fiktives Gas), Masse m_2 unter dem Druck p_0; darüber M_1, eine Säule trockener Luft von der Höhe h, begrenzt vom Stempel, dessen Gewicht p_h. Endzustand: m_2 ist aufgestiegen, hat sich zwischen M_1 und dem Stempel ausgebreitet. Welcher Betrag kinetischer Energie ist dabei entstanden, welcher Teil der Kondensationswärme bleibt als Wärme im System?

Fig. 1.



Man hat die folgenden Relationen für die Endtemperaturen von m_2 und aller Schichten von M_1 (hier bleibt die Schichtenfolge erhalten):

$$T_2' = T_2 \left(\frac{p_h}{p_0}\right)^\lambda, \quad T_1' = T_1 \left(1 + \frac{g m_2}{p_1}\right)^\varkappa.$$

Mit der Voraussetzung, daß $g m_2$ klein ist gegen p_h, folgt[1])

$$C_p \int (T_1 - T_1') \, dm_1 = -gh \, m_2.$$

[1]) Wie in Energie der Stürme, S. 8 unten.

Digitized by Google

Um T_2' zu berechnen, wenn man für h verschiedene Werte einsetzt, muß man die Temperaturschichtung in M_1 kennen. Wir nehmen sie linear an, nennen den Temperaturgradienten a, schreiben:

$$T_1 = T_{01} - az, \quad \text{demnach} \quad \frac{p_h}{p_0} = \left(1 - \frac{ah}{T_{01}}\right)^{\frac{g}{Ra}}$$

$$T_2 - T_2' = \lambda \frac{gh}{R}\left\{1 + \frac{a-b}{2}\cdot\frac{h}{T_{01}} + \cdots\right\}\frac{T_2}{T_{01}}.$$

Um $\varkappa$ und λ in den Formeln durch andere übersichtliche Größen zu ersetzen, führen wir ein für den Temperaturgradienten des indifferenten Zustandes trockener Luft:

$$A = \frac{g}{C_p} = \varkappa \cdot \frac{g}{R}, \quad \frac{\varkappa}{\lambda} = \frac{A}{b}.$$

In den Gleichungen (4) (5) ist T_2 bzw. T_2' für alle Teile der kleinen Schicht m_2 gleich anzunehmen. Man hat danach, wenn ah oder $T_{01} - T_{h1}$ klein ist gegen T_{01}, die Näherungswerte:

$$q = m_2 \frac{A-b}{A}\frac{T_2}{T_{01}} gh \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4_1)$$

$$\delta \mathfrak{R} = m_2\left(\frac{T_2 - T_{01}}{T_{01}} + \frac{a-b}{2}\cdot\frac{h}{T_{01}}\frac{T_2}{T_{01}}\right)gh \quad \ldots\ldots\ldots \quad (5_1)$$

Diese Gleichungen gelten auch, wenn m_2 trockene Luft ist; dann hat man $b = A$ und $q = 0$. $\delta \mathfrak{R}$ kann positiv sein, wenn $T_2 > T_{01}$, es gibt die kinetische Energie an, die beim Aufsteigen einer wärmeren trockenen Masse in der Säule vom Temperaturgradienten a entsteht.

9. Setzt man

$$T_2 = T_{01}, \qquad a > b,$$

so hat man einen labilen Anfangszustand angenommen, wie wenn eine dampfgesättigte Schicht unter trockener Luft gleicher Dichte liegt, deren vertikaler Temperaturgradient größer ist als jener des indifferenten Zustandes der dampfgesättigten Masse. m_2 kann mit Auftrieb steigen:

$$q = m_2 \frac{A-b}{A} gh \quad \ldots\ldots \quad (4_2) \qquad \delta \mathfrak{R} = m_2 \frac{a-b}{2}\cdot\frac{h}{T_{01}} gh \quad \ldots \quad (5_2)$$

Beispiel: m_2 gesättigte Luft von 20° C; deren absolute virtuelle Temperatur $T_2 = 295.5°$. — M_1 eine Säule trockener Luft mit $a = 0.007$ C°/m, $h = 1000$ m. $T_{01} = 295.5°$, $T_{h1} = 288.5°$; daraus berechnet man für $p_0 = 760$, $p_h = 676.1$ mm Hg.

m_2 steigt auf und kommt unter den Druck p_h. Für gesättigte Luft berechnet man die Endtemperatur 15.5° C; die zugehörige virtuelle Temperatur $T_2' = 290.6°$. Nun kann man aus (1) und (3) die für unseren Fall passenden Werte von λ und b finden, indem man in (1) statt p_2 und p_2' setzt p_0 und p_h:

$$\lambda = 0.14294, \qquad b = 0.00488 \text{ C°/m}.$$

Mit $A = 0.00993$ C°/m und $m_2 = 1$ kg erhält man aus (4_2) und (5_2):

$$q = 4990 \frac{\text{kg m}^2}{\text{sec}^2} = 1.2 \text{ Cal.} \qquad \delta \mathfrak{R} = 35.2 \frac{\text{kg . m}^2}{\text{sec}^2}.$$

Der Bruchteil zugeführter Wärme (Kondensationswärme), der in lebendige Kraft übergeht, $\delta \mathfrak{R}/q = 1/140$.

Wäre die ganze kinetische Energie in der aufsteigenden Masse konzentriert, so würde diese in 1000 m eine Geschwindigkeit von 8 m/sec erhalten.

Wir haben das λ des fiktiven Gases derart bestimmt, daß es der virtuellen Anfangs- und Endtemperatur der dampfgesättigten Luft genügt. Zur Kontrolle des q wollen wir noch die Kondensationswärme dieser Luft direkt rechnen. 1 kg, bei 20° C gesättigt, enthält 0.0146, im Endzustand bei 15.5° C 0.0124 kg Dampf; kondensiert 0.0022 kg; bei der mittleren Temperatur von 18° Kondensationswärme 596 Cal/kg; $0.0022 \times 596 = 1.3$ Cal.

Der Gleichung (5_2) zufolge würde bei konstantem b der Wert von $\delta \mathfrak{R}$ mit zunehmender Höhe proportional mit h^2 steigen. Aber b ist ein Mittelwert, der

Digitized by Google

jedesmal für das gewählte h neu zu bestimmen ist und der mit h wächst; der Faktor $a - b$ wird kleiner, $\delta \mathfrak{R}$ hat für eine gewisse Höhe einen Maximumwert, wenn $a < A$. Nur für kleine Höhenintervalle ist $\delta \mathfrak{R}/q$ nahe proportional der Höhe, um die m_2 steigt.

Wir betrachten noch den Fall

$$T_2 < T_{01}, \quad a > b, \quad \text{Gleichungen } (4_1)\ (5_1).$$

Hat die dampfgesättigte Masse m_2 kleinere virtuelle Temperatur (größere Dichte), so ist das Gleichgewicht zunächst stabil. Wenn aber m_2 durch einen kleinen Impuls gehoben wird, kann es mit Auftrieb weiter steigen.

Mit Aufwand von Arbeit (aus dem Vorrat kinetischer Energie des Systems) bringt man die Partikel bis zu einer Höhe (h), in der das $\delta \mathfrak{R}$ der Gleichung (5_1) einen Minimumwert hat:

$$(h) = \frac{T_{01} - T_2}{a - b} \frac{T_{01}}{T_2}.$$

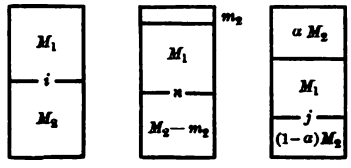
Von da ab steigt m_2 mit Auftrieb; ist die Höhe

$$[h] = 2(h)$$

erreicht, so wird $\delta \mathfrak{R} = 0$. Erst bei weiterem Aufsteigen tritt Zuwachs von $\mathfrak{R}$ ein.

Beispiel: Mit $T_2 = 295.5°$ (ges. Luft von 20° C) $T_{01} = 296.5°$, $a = 0.007$, $b = 0.00488$ wird $(h) = 470\,\text{m}$, $[h] = 940\,\text{m}$.

Fig. 2.



10. In der Einheitssäule legen wir jetzt die Masse M_2 dampfgesättigter Luft in indifferentem Zustande (oder des fiktiven Gases) unter die trockene Säule M_1, über M_1 den Stempel. Mit dem Index i kennzeichnen wir die Anfangswerte an der Grenze von M_1, M_2. Die anfängliche Temperaturverteilung ist:

$$T_{i1} - a(z - z_i) \text{ in } M_1$$
$$T_{i2} + b(z_i - z) \text{ in } M_2.$$

Aus M_2 steigt die kleine Grenzschicht m_2, anfängliche Höhe ζ, auf, legt sich über M_1, unter dem Stempel p_h. Der Druck an der neuen Grenzfläche ist $p_n = p_i + g m_2$. Alle Werte an dieser Fläche erhalten den Index n. — Für ein genügend kleines ζ ist

$$m_2 = \mu_{i2}\zeta = \frac{p_i}{R T_{i2}}\zeta; \quad p_n = p_i\left(1 + \frac{g\zeta}{R T_{i2}}\right) = p_i\left(1 + \frac{A}{\varkappa}\cdot\frac{\zeta}{T_{i2}}\right).$$

Man hat ferner:

$$T_{n1} = T_{i1}\left(\frac{p_n}{p_i}\right)^{\varkappa} = T_{i1}\left(1 + \frac{A\zeta}{T_{i2}}\right); \qquad T_{n2} = T_{i2} + b\zeta.$$

Wenn $T_{i1} = T_{i2}$ war, so wird, nachdem die kleine Masse m_2 aus der Schicht ζ aufgestiegen ist und sich über M_1 gelegt hat, an der neuen Grenzfläche T_{n1} größer als T_{n2}:

$$T_{n1} - T_{n2} = (A - b)\zeta.$$

Der anfangs labile Zustand an der Fläche i ist in einen stabilen an der Grenzfläche n übergegangen. Es bedarf schon eines Impulses, um die nächste Schicht von M_2 bis zu einer Höhe (h) zu heben, von der ab sie selbst aufsteigen kann; immerhin wird sie noch durch das Aufsteigen die kinetische Energie des Systems vermehren, bei gleicher Masse um einen etwas kleineren Betrag als das erste m_2. Für jede nachfolgende Schicht wird der Zuwachs von $\mathfrak{R}$ immer kleiner, schließlich Null, wenn die Grenzfläche bis zu j gesunken ist. Im ganzen ist αM_2 aufgestiegen; Masse aus dem unter j liegenden Teile $(1 - \alpha) M_2$ könnte man nur mit Aufwand von Arbeit oder mit Verlust kinetischer Energie des Systems durch M_1 hindurchbringen.

Digitized by Google

Beispiel: Anfangszustand von M_2: dampfgesättigte Säule von 2000 m Höhe im indifferenten Zustand; am Boden $p_0 = 760$ mm Hg, $t_{02} = 30°$ C.

Für diese entnehmen wir den Tabellen von Neuhoff folgende Werte des Temperaturgradienten in verschiedenen Höhen:

	0 m	1000 m	2000 m	
$-\frac{dt_2}{dz}$ . . .	0.0037	0.0037	0.0038	C°/m.

Wir setzen überall 0.0037, haben danach in 2000 m die Temperatur $t_{i2} = 22.6°$ C.

Nun berechnet man die absoluten virtuellen Temperaturen an der Grenze und den auf diese bezogenen Gradienten

$$T_{02} = 307.8°, \quad T_{i2} = 299.4°, \quad b = \frac{8.4}{2000} = 0.0042 \text{ C°/m}.$$

(Wenn wir dasselbe b bei Berechnung von $\delta \mathfrak{R}$ benutzen, so werden wir einen etwas zu großen Wert erhalten, denn weiterhin werden mit rascherer Abnahme des Dampfgehalts $-dt_2/dz$ und b größer, $a - b$ kleiner.)

Anfangszustand von M_1: Höhe 2000 m. $T_{i1} = T_{i2}$ (demnach ein an der Grenze labiler Zustand) und $a = A$.

Diese Wahl des a ist die günstigste, wenn man große Werte von $\delta \mathfrak{R}$ erhalten will; sie hat auch den Vorteil, daß bei Umlegungen von Teilen der Masse M_2 das a ungeändert bleibt. (Vgl. Met. Ztschr. 1906, S. 242.)

Um mit möglich kleinstem Aufwand von Rechnungen an das Ziel zu kommen, schlagen wir folgenden Weg ein:

(1) Wir lassen ein Kilogramm der obersten Schicht von M_2 aufsteigen und berechnen mit (5_1) oder (5_2) das zugehörige $\delta \mathfrak{R}$.

(2) Wir nehmen an, fast die ganze Masse M_2 liegt schon über M_1, nur das letzte Kilogramm ist noch in einer dünnen Schicht auf dem Boden; dieses soll über M_1 gebracht, das $\delta \mathfrak{R}$ dafür berechnet werden. Findet man es positiv, so hat man als rohen Näherungswert der verfügbaren kinetischen Energie des Systems das Produkt aus M_2 in den Mittelwert des ersten und des letzten $\delta \mathfrak{R}$. Ergibt es sich aber negativ, wie vorauszusehen, so kann man aus den Werten der beiden berechneten $\delta \mathfrak{R}$ die Lage der Schicht schätzen (Fläche j), deren Aufsteigen die kinetische Energie des Systems nicht vermehrt.

(3) Man kontrolliert die Schätzung, indem man noch das $\delta \mathfrak{R}$ für ein Kilogramm der vermuteten Grenzfläche j berechnet.

In allen diesen Rechnungen ist die Gleichung (5_1) anzuwenden mit folgenden Werten:

$$m_2 = 1 \text{ kg}, \quad a = A = 0.00993, \quad b = 0.0042 \text{ C°/m}$$
$$\text{und im Fall (1)} \quad T_2 = T_{01} = 299.4°, \quad h = 2000 \text{ m}$$
$$\text{damit für (1)} \quad \delta \mathfrak{R} = 375 \frac{\text{kg . m}^2}{\text{sec}^2}.$$

Für (2) braucht man einige vorbereitende Rechnungen:

Die Temperatur an der oberen Grenze von M_1 im Anfangszustand ist $T_{h_1} = 279.53°$, der Druck an der Grenzfläche und am Stempel:

$$p_i = 760 \cdot \left(\frac{299.4}{307.8}\right)^{\frac{g}{Rb}} = 606.828 \text{ mm Hg},$$

$$p_h = p_i \left(\frac{279.53}{299.4}\right)^{\frac{g}{Ra}} = 479.192 \text{ mm Hg}, \quad p_0 - p_i + p_h = 632.364.$$

Nun die neuen Temperaturwerte an den Grenzen von M_1 mit der Gleichung der adiabatischen Zustandsänderung:

$$299.4 \left(\frac{760}{606.828}\right)^{\varkappa} = 319.65, \qquad 279.53 \left(\frac{632.364}{479.192}\right)^{\varkappa} = 303.01°.$$

Der Quotient der Differenz dieser Temperaturen durch A gibt die Höhe der Masse M_1 an, nachdem sich fast das ganze M_2 darüber gelegt hat.

Man hat $\delta \mathfrak{R}$ zu berechnen aus (5_1) mit m_2, a, b wie oben und

$$h = 1675 \text{ m}, \quad T_2 = 307.8°, \quad T_{01} = 319.65°$$

und erhält für (2):

$$\delta \mathfrak{R} = -371 \frac{\text{kg . m}^2}{\text{sec}^2},$$

einen Wert von nahe gleichem Betrag wie für (1), aber von entgegengesetztem Vorzeichen. Man wird also die Schicht j beiläufig in der Mitte suchen.

Zu (3). Angenommen αM_2 ist die Masse, die anfangs zwischen 1000 und 2000 m Höhe gelegen war; wir rechnen $\delta \mathfrak{R}$ für 1 kg aus der Schicht in 1000 m Höhe. Nach den nötigen Vorarbeiten ist in (5_1) einzusetzen:

$$h = 1827 \text{ m}, \quad T_2 = 303.6°, \quad T_{01} = 309.4°,$$

Digitized by Google

damit erhält man für (3): $\delta \mathfrak{R} = -40 \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{sec}^2}$,

also auch hier noch einen negativen Wert. Die Fläche j ist etwa bei 1100 m Höhe zu suchen; nur aus den obersten 900 m von M_2 kann Masse mit Zuwachs kinetischer Energie des Systems aufsteigen.

Man überschätzt die potentielle Energie unseres Systems, wenn man folgendes einsetzt: 1 kg der obersten Schicht von M_2 liefert $\delta \mathfrak{R} = 380$, 1 kg aus 1000 m Höhe $\delta \mathfrak{R} = 0$ und jedes Kilogramm aus dem Bereich zwischen 1000 und 2000 m den mittleren Betrag von 190 kg . m²/sec². Die Masse dieses Höhenintervalls verhält sich zu $M_1 + M_2$ wie $p_{1000} - p_{2000}$ zu $p_0 - p_h$, oder wie 72.8 zu 280.8. Verteilt man die verfügbare kinetische Energie gleichmäßig auf $M_1 + M_2$, so entfällt auf jedes Kilogramm höchstens der Betrag von $190 \times 72.8/280.8$, d. i. nahe 50 kg . m²/sec², entsprechend der Geschwindigkeit $V = 10$ m/sec.

11. Jetzt können wir ein Model betrachten, das ziemlich oft angeführt wird; wir wählen die Darstellung von Helmholtz [1]). Ein Wirbelsturm in den Tropen soll auf folgende Art entstehen:

Anfangszustand: Eine ausgedehnte Masse dampfgesättigter Luft, darüber trockene, an der Grenze von etwas kleinerer Dichte; bei absoluter Ruhe stabiles Gleichgewicht.

Beginn der Bewegung und Anwachsen des Sturmes: Ein kleiner Impuls oder zufällige Druckabnahme genügt, die feuchte Luft an einer Stelle mit Auftrieb steigen zu lassen; an jenem Orte füllt sich eine Säule mit leichterer Luft, der Druck am Boden sinkt; feuchte Masse fließt in Spiralbahnen zu; durch die Wirkung der Fliehkraft wird der horizontale Druckgradient in den unteren Schichten größer, die Geschwindigkeit der zuströmenden Luft wächst, indem die Druckkräfte Arbeit leisten. Die Bewegung erhält sich, solange feuchte Luft in dem schlauchartigen Raume aufsteigen kann. Der Zufluß kommt aus einem Bezirk, der größer ist als das eigentliche Sturmgebiet; auch die aufsteigende feuchte Masse breitet sich über eine große Fläche aus.

Erlöschen des Sturmes: Die dampfgesättigte Schicht am Boden wird allmählich seichter, die trockene Masse senkt sich; sie erwärmt sich dabei um nahe 1° für 100 m Senkung, während der Temperaturgradient in der feuchten Masse etwa 0.4°/100 m beträgt. Dadurch wird der Dichteunterschied zwischen der Luft im Schlauch und außerhalb desselben in gleichem Niveau kleiner. Der Auftrieb, die Triebkraft des Sturmes, erlischt; die horizontalen Druckgradienten schwinden. Die lebendige Kraft wird durch Reibung und Mischung aufgezehrt.

Endzustand: Ein Teil der feuchten Masse liegt noch unten, trockene Luft darüber; der andere Teil der feuchten Luft bildet die dritte Schicht; die höheren Schichten, die am ganzen Vorgang keinen Anteil hatten, sind wie im Anfangszustand.

Mit Beziehung auf dieses Model ist das letzte Beispiel gerechnet. Vom ganzen Vorgang braucht man nichts zu wissen; aus dem Anfangszustand läßt sich der größte mögliche Zuwachs kinetischer Energie angeben. Denken wir uns statt der dort angenommenen Einheitssäule eine ausgedehnte Luftmasse gleicher Temperatur- und Dampfschichtung, so haben wir einen Anfangszustand, ähnlich dem im Ferrel-Helmholtzschen Model postulierten.

Er ist günstiger für die Sturmenergie, weil von vornherein labiler Zustand an der Grenzfläche angenommen wird, auch wegen des größten vertikalen Temperaturgefälles in der trockenen Masse, vor allem wegen der hohen Temperatur und des großen Dampfgehaltes im unteren Teile. Immerhin könnte man noch ein größeres V erhalten, wenn man die Höhe der oberen Masse größer als 2000 m gesetzt hätte.

[1]) Vorträge und Reden, fünfte Auflage, II, 155. (Braunschweig 1903.)

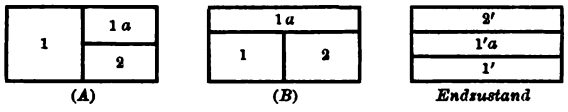
Digitized by Google

Lassen wir diesen Umstand durch die anderen kompensiert sein. Die verfügbare kinetische Energie des Systems beträgt so viel, daß jedem Kilogramm der reagierenden Massen die Geschwindigkeit von 10 m/sec zukommen könnte; die in tropischen Stürmen mäßige Geschwindigkeit von 30 m/sec könnte nur im neunten Teile der ganzen Masse entstehen.

Der Energievorrat des Systems ist, auf die gleiche Fläche bezogen, kleiner als der des Zweikammersystems bei 10° Temperaturunterschied und 2000 m Höhe.

12. Zusammenwirken horizontalen Temperaturabfalles und eines aufsteigenden dampfreichen Stromes. Man muß sich nicht auf die Betrachtung zweier Massen beschränken; wir wollen ihrer drei in unser System einschließen.

Fig. 3.



(Fig. 3.) 1 ist die potentiell kälteste trockene; $1a$ liegt anfangs über der dampfreichen Masse 2 in vertikal stabiler Schichtung, so daß selbst große Impulse nicht ausreichen würden, um aus der Anfangslage 2 durch $1a$ hindurch zu treiben; sobald aber die Masse 1 sich unter 2 ausbreitet, die dampfreiche Luft gehoben wird, expandiert und kondensiert, kann sie die darüber liegende trockene Masse durchbrechen und die Endschichtung wird $1', 1'_a, 2'$ sein. Ein Teil der potentiellen Energie dieses Systems liegt in den Temperaturdifferenzen, die zwischen 1 einerseits, 2 und $1a$ andererseits im gleichen Niveau bestehen im Falle (A); zwischen 1 und 2 im Falle (B); der übrige Teil im Dampfgehalt von 2.

Wir haben es bisher mit ganz abstrakten Betrachtungen zu tun. Will man von den Ergebnissen Nutzen haben, so muß man erst wissen, ob ein solcher Zustand, wie in Fig. 3 vorausgesetzt wird, dem Sturm vorausgeht, oder ob der Anfangszustand, den man nach dem Helmholtzschen Model postulierte, um die für ein Sturmgebiet von 400 km Druckmesser nötige Energie aufzubringen (eine dampfgesättigte Schicht von mindestens 1000 m Höhe auf einer zehnmal größeren Fläche, darüber trockene Luft einige Kilometer hoch mit dem Gradienten von etwa 0.7°/100 m), vor dem Sturm bestanden hat.

Vielleicht wird man das nach einigen Jahren besser beurteilen, wenn die Ballon- und Drachenaufstiege über tropischen Meeren fortgesetzt werden, die erst vor kurzem so glücklich begonnen haben. Vorläufig möchte ich annehmen, daß die von der horizontalen Temperaturverteilung abhängige potentielle Energie, die in unseren Breiten als Hauptquelle der Sturmenergie erscheint, auch in den Tropen nicht verschwindet gegenüber dem in kinetische Energie verwandelbaren Teil der Kondensationswärme.

An Anzeichen dafür fehlt es nicht. In Nordindien, selbst bis zu 20° Breite, kennt man Sturmgebiete von viel größerer Ausdehnung als die bengalischen Zyklonen; im Betrage der Barometer-Depression, in der Geschwindigkeit und Richtung des Fortschreitens, in der Windstärke sind sie den Sturmgebieten von Nord- und Mitteleuropa ähnlich[1]). Man findet an verschiedenen Stellen der Indian Memoirs Angaben über Böen (squalls) in bengalischen Zyklonen, auch über solche, die nahe am Äquator vorkommen. Ich entnehme wegen Zeitmangels einige noch ältere Angaben aus Reye (Wirbelstürme S. 159) nach Berichten der Schiffskapitäne.

[1]) Cold Weather Storms in India, 1876—1891. Indian Meteor. Memoirs 4, 529.

Digitized by Google

Madras Masalipatam-Zyklone, 21. bis 23. Mai 1843: Am stärksten waren die Windstöße um 1 Uhr; damals gab es harte und intermittierende Stöße von großer und schrecklicher Hitze begleitet. Nachdem der Sturm sich nach SW gedreht hatte, gab es abwechselnd heiße und kalte Windstöße.

Oktober-Zyklone 1848: Heiße und kalte Windstöße werden deutlich gefühlt.

Madras-Sturm 1836 (11 bis 12° NB.): Ein außerordentlicher Wechsel trat plötzlich in der Temperatur der Luft ein.

Die letzte Meldung liest sich wie ein Böenbericht aus unseren Gegenden; aber auch der rasche Wechsel kalter und warmer Windstöße ist bei uns nicht unbekannt[1]); man findet ihn nahe der Grenze von Gebieten fast sprungweise verschiedener Temperatur. Danach könnte für tropische Zyklonen die Hauptquelle der kinetischen Energie die gleiche sein, wie für unsere Stürme; die Verwandlung eines kleinen Teiles der Dampfwärme in lebendige Kraft käme dabei in stärkerem Maße als in mittleren Breiten, aber doch nur nebenbei in Betracht. — Mir sind die Verhältnisse in den Tropen nicht aus eigener Erfahrung bekannt, ich möchte diese Meinung mit aller Vorsicht erwähnen.

Auf derselben Seite von Reyes Buch, der die letzten Zitate entnommen sind, findet man Angaben über eiskalte Regen, selbst Graupen in der Nähe des Äquators. Die Tropfen müssen in sehr große Höhe emporgetragen sein, um so kalt niederzufallen. Reye meint, die kalten Windstöße sind durch Regen oder Hagel gekühlte Luft. Auch das will überlegt sein, ob Niederschlag, der während des Sturmes entsteht, durch Kühlung eines Teiles der Luftmasse dem Sturm neue Nahrung zuführen kann. — [Ich kenne einen sehr schweren Hagelfall (Wien, 7. Juni 1894, Met. Ztschr. 1898, S. 15) mit ganz kleiner Temperaturerniedrigung der unteren Luftschicht.] Unabhängig von jeder Annahme über die Ursachen der kalten und heißen Windstöße lehren jene Mitteilungen, daß man den Angaben über gleichmäßige oder symmetrische Temperaturverteilung in tropischen Zyklonen mißtrauen soll.

Anhang.

Über eine mögliche Entwickelung der Sturmtheorie.

Eine Vorstellung von der Energiequelle der Sturmgebiete mit asymmetrischer Temperaturverteilung gewinnt man schon aus dem rohesten Model. Aber für die Frage, wie entsteht der Sturm, oder im Bilde, wie öffnet sich die Tür, werden die Kammern mit ruhenden Luftmassen nicht zu brauchen sein.

Horizontales Temperaturgefälle und Massen mit großem Vorrat potentieller Energie gibt es überall, Sturm ist verhältnismäßig selten. Die Massen verharren mit mäßiger Geschwindigkeit in einem fast stationären Zustande, der sich entweder durch Wärmevorgänge erhält, mit vertikalen Zirkulationskomponenten, oder auch rein dynamisch. Man kennt die Bedingungen der Stabilität dieses Zustandes. Störungen von einem gewissen kleinen Betrage führen nicht zu stürmischer Bewegung, sie können sich wellenartig fortpflanzen, ohne anzuschwellen; durch Reibung würden sie bald erlöschen.

Gibt es größere Störungen des dynamischen Gleichgewichts, die von selbst wachsen, indem sie aus der potentiellen Energie, vielleicht auch aus dem Vorrat kinetischer Energie schöpfen? Dieses scheint mir das analytische Problem der Entstehung eines Sturmes zu sein; das Gleichgewicht ist die Wand und die Störung die Tür, die sich zwischen den Kammern öffnet. (Dammbruch.)

Für eine solche Untersuchung war das Aufsuchen ergiebiger Energiequellen eine nicht nutzlose Vorarbeit. Zuweilen findet man die Vermutung oder Behauptung, der Sturm entsteht zwischen Gebieten entgegengesetzter Winde; auch tropische Zyklonen sollen sich zwischen Passat- und Monsungebieten bilden (vgl. Thom bei Reye, l. c., S. 148). Will man das analytisch verfolgen, so kann man entweder nur die Richtung und Geschwindigkeit der Luftströme beachten, dann sind die Vorräte, aus denen sich die Störung mästen könnte, die kinetische Energie des un-

[1]) Man vergleiche beispielsweise die Thermogramme von Wien, 23. Januar 1892; Wien, 9. bis 10. Februar 1896, in der Met. Ztschr. 1898, S. 12; auch diejenigen von Preßburg, 16. Januar 1899; St. Pölten, 18. bis 19. Dezember 1899; in den Jahrbüchern der K. K. Zentralanstalt f. Met. 1899, V., S. 10 und 15.

Digitized by Google

gestörten Systems und die recht kleine potentielle Energie der Druckverteilung; oder man führt beträchtliche horizontale Temperaturunterschiede ein und damit eine andere sehr ergiebige Quelle.

Um die Rechnung möglichst kurz zu machen, versucht man die wesentlichen Bedingungen der Aufgabe in dem einfachsten Model zu vereinigen. Ich würde zuerst antiparallele geradlinige Ströme inkompressibler Flüssigkeiten wählen als ungestörten Zustand im rotierenden System mit ebenen Niveauflächen (Met. Ztschr. Hann-Band, S. 244), oder einen Strom neben einer ruhenden Masse. Welche Störung man zweckmäßig einführt, läßt sich von vornherein nicht erraten. Das kann eine Geduldprobe sein nach dem Axiom von Ostwald: auf das einfachste kommt man immer zuletzt.

Den Meteorologen wird dieses Verfahren zu abstrakt scheinen. Es wäre gewiß erwünscht, eine Anleitung aus der Erfahrung zu haben; doch an die gebräuchlichen Isobarenkarten allein läßt sich eine Rechnung nicht anknüpfen. Solche Fragen, wie kommen in unseren Böen Massen von sehr verschiedener Temperatur unmittelbar aneinander, wie entsteht die steile Grenzfläche, müssen sich empirisch beantworten lassen. Dazu gehören schon zweckbewußte Beobachtungen über einem großen Gebiet, selbst für Erscheinungen von relativ kleiner Ausdehnung. Für große Sturmgebiete, beispielsweise die Depressionen in der Adria, sind ausreichende Beobachtungen noch schwieriger zu beschaffen; man hat vor kurzem gemeint, das Vordringen kalter Luftmassen nach Italien sei durch die Druckverteilung verursacht; wir glauben jetzt zu wissen, daß eine Depression bald verschwindet, wenn sie nicht durch den Temperaturunterschied der reagierenden Luftmassen genährt wird. Die Wechselwirkung zwischen Druckverteilung und Strömung ist gleichwie in den aërodynamischen Rechnungen, so auch in der Darstellung beobachteter Erscheinungen die Quelle vieler Schwierigkeiten. Ich halte es für kaum möglich, aus den Beobachtungen allein ein brauchbares Model der Sturmentwickelung zu geben. Ein Rechner mit genügender Kenntnis der Beobachtungen, mit Phantasie und viel Geduld wird vielleicht das Ziel erreichen.

Wien, Juni 1906.

Wolkenhöhenmessungen mit Hilfe der Scheinwerferanlage des neuen Wiener Leuchtbrunnens.

Von Dr. Joseph Rheden, Adjunkten der K. K. Sternwarte zu Wien.

Am 13. Juni abends konnte man hoch am wolkenbedeckten Himmel einen sehr hellen Schein beobachten, der weder Lage noch Form merklich änderte. Bei näherem Zusehen nahm man wahr, daß er von einem gegen den Himmel gerichteten Scheinwerfer herrührte. Tags darauf stand in den Zeitungen die Nachricht, daß um jene Zeit die ersten Proben am neuen Leuchtbrunnen auf dem Schwarzenbergplatz stattgefunden hatten. Am nächsten Abend war der Schein wieder zu sehen. Da lag nun der Gedanke nahe, diese Erscheinung zur Ermittelung der Höhe von Wolken zu benutzen, was auf sehr einfachem Wege möglich ist, wenn man die Gewißheit besitzt, daß der vom Scheinwerfer ausgehende Strahl vertikal in die Höhe steigt oder doch wenigstens eine bestimmte und konstante Richtung besitzt[1]).

An diesem Abend machte ich an einem sonst zur Beobachtung von Meteoren dienenden Instrument die ersten Messungen. Über die Richtung der Lichtgarbe wußte ich damals nur so viel, daß sie in der Visierrichtung Sternwarte—Leucht-

[1]) Der Gedanke, das elektrische Bogenlicht in Verbindung mit großen Reflektoren zu Wolkenhöhenmessungen zu verwenden, ist nicht ganz neu. In den Jahrgängen 1889, S. 440 und 1890, S. 310 der Met. Zeitschr. gibt Herr J. H. Strumper in Hamburg eine derartige Idee an, die von der obigen insofern abweicht, als hier nicht ein ganz oder nahezu vertikal, sondern unter dem Winkel von 45° aufgestellter Reflektor zur Verwendung kommt, wobei der Beobachtungsort an eine bestimmte Lage zur Projektion des Lichtstrahles auf die Horizontale des Beobachtungsortes gebunden ist. Die Wahl des Neigungswinkels von 45° stellt eine sehr einfache Beziehung zwischen dem Azimut der beleuchteten Wolkenstelle, bezogen auf die Richtung Beobachtungsort—Scheinwerfer, und ihrer Höhe her. Daß die Idee nicht zur praktischen Ausführung kam, lag wohl an der Schwierigkeit der Beschaffung geeigneter Hilfsmittel.

Digitized by Google

brunnen keine merkliche Abweichung von der Vertikalen zeigte. Die tatsächliche Vertikalität wurde erst später durch Beobachtungen aus verschiedenen Azimuten festgestellt.

Am 24. Juni fand die Eröffnung des Leuchtbrunnens statt, und von diesem Zeitpunkt an wurde er dreimal in der Woche, Dienstag, Donnerstag und Sonntag, und außerdem an Feiertagen oder bei besonderen Anlässen nach Eintritt der Dunkelheit für die Dauer einer Stunde in Betrieb gesetzt. Dabei wurde in konstanter Reihenfolge stets zuerst das Leuchtwerk, dann nach einer Pause von wenigen Minuten das Pumpwerk eingeschaltet; am Schlusse wurde wieder in verkehrter Reihenfolge zuerst das Pumpwerk und dann die Beleuchtung außer Betrieb gesetzt. Da stellte sich nun heraus, daß die emporgetriebenen Wassermengen das Licht der Scheinwerfer so stark auffangen und unregelmäßig zerstreuen, daß es zu einer auf ein kleines Gebiet beschränkten Beleuchtung der Wolken gar nicht kommen kann. Außerdem wird die Intensität des emporgesandten Lichtes noch durch farbige, in den Strahlenweg eingeschaltete Medien sehr stark geschwächt. Für die Ausführung von Wolkenhöhenmessungen blieb also nur die sehr kurz bemessene Zeit vor Beginn und nach Schluß des Schauspiels, in der die Scheinwerfer allein in Tätigkeit waren, und während des Betriebes des Pumpwerkes nur die kurzen Zeiträume, wenn sich gerade das Wasserbild änderte, wo dann gewisse Gruppen von Scheinwerfern periodisch freigelegt wurden. Im letzteren Falle war aber die Beleuchtung der Wolken eine bedeutend schwächere und dauerte selten länger als 5—6 Sekunden.

Um eine Vorstellung von der Fülle des von den Scheinwerfern gegen die Wolken gesandten Lichtes zu gewinnen, dürfte es angezeigt sein, die Beleuchtungsanlage des Brunnens kennen zu lernen.

Zur Beleuchtung der Wassergarben dienen 27 in einem Raume unter dem Bassin aufgestellte Scheinwerfer, die auf Kreisen von 0.8, 2.5, 3.5 und 12.8 m Radius angeordnet und vertikal in die Höhe gerichtet sind. Neun von ihnen besitzen einen Spiegeldurchmesser von 900 mm, die übrigen 18 einen solchen von 700 mm. Die Brennweite der Spiegel ist so kurz gewählt, daß fast die gesamte von der Bogenlampe ausgestrahlte Lichtmenge aufgefangen wird. Die größere Type der Scheinwerfer besitzt Bogenlampen für eine Stromstärke von 60 Amp., die kleinere solche für 40 Amp. Die Lichtstärke beträgt nach Angaben des Stadtbauamtes im ersteren Falle 11 000, im letzteren 7500 Kerzen pro Bogenlampe. Für die ganze Beleuchtungsanlage ergibt sich daher eine Lichtstärke von 234 000 Kerzen. Der Durchmesser des Dochtkohlenkraters, von dem ja hauptsächlich in Verbindung mit der Brennweite des Parabolspiegels der Grad der Parallelität des austretenden Lichtes abhängt, beträgt bei den großen Bogenlampen 12 mm, bei den kleineren 9 mm.

Die ungeheure, von den Scheinwerfern ausgesandte Lichtmenge gelangt aber nur sehr geschwächt und zerstreut in die Region der Wolken. Das Haupthindernis der möglichst intensiven Beleuchtung einer sehr kleinen Fläche in größeren Höhen bildet zunächst die über der Stadt lagernde Dunst- und Rauchschicht, die, oft bis zu mehreren hundert Metern mächtig, eine deutliche Beleuchtung der Wolken bisweilen ganz zu verhindern imstande ist. Dann kommt noch in Betracht, daß es ganz unmöglich ist, ein vollkommen parallel verlaufendes Strahlenbündel zu erzeugen. Der Grund dafür liegt einerseits darin, daß der leuchtende Krater der Dochtkohle einen gegen die Brennweite des Spiegels nicht zu vernachlässigenden Durchmesser hat, anderseits in der Schwierigkeit, den Krater genau im Brennpunkt zu halten, eine Bedingung, die nur angenähert auf kurze Zeit eingehalten werden kann. In

Digitized by Google

letzter Linie ist auch an kleine Spiegelfehler zu denken, die in Abweichungen von der rein paraboloidischen Form bestehen. Bei der in Rede stehenden Brunnenanlage kommt außerdem noch hinzu, daß die Scheinwerfer natürlich unter einer Glasdecke stehen müssen, die wegen der sehr starken Wärmeentwickelung fortwährend mit Wasser bespült werden muß, wodurch ein großer Teil des Lichtes absorbiert und ein noch viel größerer des nicht absorbierten unregelmäßig nach allen Seiten gebrochen wird.

Als günstig anzusehen ist im vorliegenden Falle hingegen die kurze, sehr gut an die Emissionskurve der Bogenlampe angepaßte Brennweite der Spiegel, sowie der Umstand, daß die Kohlenträger und die automatische Reguliervorrichtung so abgemessen und angebracht sind, daß sie den Strahlengang in keiner Weise stören.

Beim Versuche einer möglichst genauen Focussierung der Spiegel zeigte sich, daß, von allen anderen ungünstigen Umständen abgesehen, die Ausdehnung des leuchtenden Kraters und die eventuell vorhandene Abweichung der Spiegel von der Paraboloidform hinreichen, um die in 3000 m Höhe auf die Flächeneinheit wirkende Lichtintensität auf mindestens $^1/_{20\,000}$ des Wertes knapp über den Reflektoren, d. i. auf etwa 12 Kerzenstärken, herabzudrücken. Rechnet man noch mit den übrigen ungünstigen Umständen, so kommt man zur Überzeugung, daß nur eine in ganz großem Stil gehaltene Beleuchtungsanlage wie die vorliegende für Wolkenhöhenmessungen nach dieser Art Erfolg verspricht. Ja, die Scheinwerferanlage des Wiener Leuchtbrunnens dürfte sogar die einzige dauernd bestehende sein, mittels der solche Messungen überhaupt ausgeführt werden können.

Der Weg, auf dem man unter der Voraussetzung, daß der Lichtstrahl vertikal in die Höhe steige, zur Kenntnis der Wolkenhöhe gelangt, ist äußerst einfach. Bezeichnet man die Distanz des Beobachtungsortes von der über dem Scheinwerfer errichteten Vertikalen mit D, den Winkel, den die beleuchtete Wolkenstelle, vom Beobachtungsort aus gesehen, mit dem Horizont einschließt, mit h, die Seehöhe des Beobachtungsortes mit N_1, die der Scheinwerferanlage mit N_2, so ist die wirkliche Höhe der beleuchteten Wolkenstelle, bezogen auf das Niveau der Scheinwerferanlage:

$$H = D\,tg\,h + N_1 - N_2.$$

Es ist selbstverständlich gleichgültig, in welcher Richtung vom Leuchtbrunnen aus der Beobachtungsort liegt; Einfluß auf die Genauigkeit der Messung hat unter gewissen Umständen nur die Größe D: sie sollte für Wolkenhöhen über 6000 m 4 km wohl nicht unterschreiten, weil sonst kleine Unsicherheiten in der Einstellung sehr vergrößert in das Resultat eingehen.

Aber auch dann, wenn der Strahl nicht genau vertikal aufsteigt, bietet die Ermittelung der Wolkenhöhe keine Schwierigkeit, wenn nur der Neigungswinkel der Lichtgarbe und der Winkel, den die Projektion der letzteren auf die Horizontale des Beobachtungsortes mit der Linie Beobachtungsort—Scheinwerfer einschließt, bekannt ist. Da es sich aber in allen bisher angestellten Höhenbestimmungen um einen vollkommen vertikalen Strahl handelte, braucht auf den zweiten Fall hier wohl nicht näher eingegangen zu werden.

Regelmäßige Beobachtungen wurden auf zwei Stationen gemacht:

I.

XVIII. Bez., K. K. Sternwarte, SE-Terrasse. $D = 4875$ m; $N_1 - N_2 = +\,71$ m; Azimut vom Leuchtbrunnen aus (von S über W gezählt) $= 140^0$.

II.

XV. Bez., Mariahilferstr. Nr. 173. $D = 3390$ m; $N_1 - N_2 = +\,50$ m; Azimut $= 79^0$.

Digitized by Google

An einem Abend wurde eine Beobachtung im XIII. Bez., Kupelwiesergasse Nr. 14, angestellt. $D = 6630\,\text{m}$; $N_1 - N_2 = +\,44\,\text{m}$; Azimut $= 78^0$ (in der folgenden Zusammenstellung als Station III bezeichnet).

Außerdem wurde einmal von den Donauauen aus (Azimut $= 227^0$) die Vertikalität des Strahlenkegels geprüft. Die Größe D wurde mit hinreichender Genauigkeit einem Plane der Stadt Wien entnommen.

Die Beobachter waren: Herr Regierungsrat Dr. J. Palisa (P.), welcher während meiner Abwesenheit die Beobachtungen auf Station I ausführte, Herr Dr. H. Jaschke (J.), der ausschließlich die Beobachtungen auf Station II besorgte, und ich selbst (R.). Die vereinzelten Messungen auf Station III machte ich gelegentlich eines Besuches. Die Prüfung der Vertikallage des Lichtkegels von den Donauauen aus besorgte Herr Dr. Jaschke.

An Beobachtungsinstrumenten wurden verwendet:

Auf Station I: ein sogenanntes Meteoroskop, im wesentlichen ein einfacher Theodolit, der statt des Fernrohres nur mit einem Lineal als Visiervorrichtung ausgestattet ist. Nivellierung mit Röhrenlibelle.

Auf Station II: anfangs ein Eblescher Sextant; Ablesung am Lot. An seine Stelle trat später ein Bussolen-Meteoroskop, welches sonst gleichen Zwecken dient wie das Instrument der Station I und mit einem genauen Kompaß ausgestattet ist. Nivellierung mit Dosenlibelle.

Auf Station III: eine ad hoc improvisierte Vorrichtung, bestehend aus einem Präzisions-Transporteur und einem Lineal, montiert auf einer gut nivellierten Fläche. Trotz der Einfachheit dieses Behelfes dürfte die Lesung mindestens auf den Grad genau sein.

Die in der folgenden Zusammenstellung gegebenen Daten sind wohl ohne jede weitere Erklärung verständlich; bemerkt sei nur, daß Höhen bis 5000 m auf 10, solche über 5000 m auf 50 Einheiten abgerundet sind.

1906	Beobachtungs-Station	Beobachter	Beobachtungszeit (M. W. Z.)	h	Höhe m	Angaben über Wolkenformen	Bemerkungen
14. Juni	I	R	10^h20^m	18°	1660	—	1. Schicht.
	„	„	10 21	27	2550	—	2. Schicht; erhielt Licht durch eine Lücke der ersten.
15. „	„	„	10 35	25.5	2400	—	
18. „	„	R. u. J.	10 35	40	4160	—	Die Einstellungen beider Beobachter stimmten vollkommen überein.
	„	„	10 40	38.5	3950	—	
19. „	„	R.	10 20	23	2140	—	
	„	„	10 25	21.5	1920	—	
20. „	„	„	10 25	21.5	1920	—	1. Schicht.
	„	„	10 03	21.5	1920	—	
	„	„	10^h25^m–10^h30^m	37.5	3810	—	2. Schicht; schwach, zeitweilig durch Lücken der ersten Schicht beleuchtet
	„	„	10 25 –10 30	41	4310	—	3. Schicht; sehr hell, zeitweilig durch Lücken der ersten Schicht beleuchtet
21. „	„	„	11^h35^m	43	4620	—	1. Schicht; schwach.
	„	„	11 35	47	5300	—	2. Schicht; sehr hell.
24. „	II	J.	9 20	40.5	2950	—	
	I	R.	10^h10^m–10^h15^m	31	3000	Cirrus	1. Schicht; außerordentlich hell.
	„	„	10 10 –10 15	64	10050	feiner Schleier	2. Schicht; zeitweilig sehr deutlich.
28. „	„	„	10^h35^m	67	11550	sehr feine Dunstschicht	Für das freie Auge war der Himmel vollkommen klar. Der Fleck war zwar nicht auffallend, aber doch ziemlich deutlich und eng begrenzt.
	II	J.	10 35	(70)	(9350)	Dunst	Bloße Schätzung!
1. Juli	„	„	9^h14^m–10^h0^m	31.5	2120	—	Mittel aus mehreren Messungen
	I	P.	9^h25^m	22	2040	—	

Digitized by Google

1906	Beobachtungs-Station	Beobachter	Beobachtungszeit (M. W. Z.)	h	Höhe m	Angaben über Wolkenformen	Bemerkungen
8. Juli	I	„	9h 30m	—	—	Cirri	später heiter; der Lichtstrahl trifft keine Wolken; er läßt sich aber bis etwa 60° (8500 m) verfolgen.
12. „	„	„	9 16	43.5° / 42.8	4700 / 4590	sehr hell. Cirrus-Wölkchen	dunstig; in der Höhe heiter.
	II	J.	9 22	50.8	4190	einzelne Cirrus-Wolke	
26. „	I	P.	8 54	26.5	2500	—	
29. „	„	„	etwa 9h	—	—	—	heiter; der Strahlenkegel läßt sich bis etwa 45° (5000 m) verfolgen.
2. Aug.	II	J.	8 45	45	3440	Gewitter-Wolken	Wetterleuchten.
	„	„	9 35	41	3000	Gewitter-Wolken	
8. „	„	„	8 45	40	2890	Cumulo-Stratus	
10. „	„	„	9 30	49	3950	Alto-Stratus-Nimbus	
	„	„	9 45	43.5	3270	Alto-Stratus-Nimbus	
15. „	I	R.	8 35	37.5	3810	Regenwolken	Regen.
	II	J.	8 45	46	3450	„	schwacher Regen.
	I	R.	8 55	41	4310	„	kein Regen
	„	„	9 15	33	3240	„	kein Regen — Lichtstrahl kaum zu sehen.
	„	„	9 30	31	3000	„	Regen
16. „	„	„	9 45	44	4780	—	sehr schwach.
18. „	„	„	etwa 9h	—	—	—	Die Luft ist ungemein rein, der Himmel heiter; unmittelbar vorher hatte es geregnet. Der Strahl war höchstens bis 10° über dem Horizont (930 m) zu verfolgen.
19. „	„	„	8 35	26.5	2500	dichte Wolken	
	„	„	9 35	21.5	1990	kleines Wölkchen	zog durch den Strahlenkegel.
	„	„	9 35	28.5	2720	Dunstschicht	
	„	„	9 40	35	3490	einzelne Wolken	
21. „	III	R.	8 35	21	2590	dünnes Gewölk	sehr unbestimmt.
	II	J.	8 40	29.5	1970	—	
	„	„	8 45	31	2090	—	
	„	„	9 12	30.5	2050	—	
	III	R.	9 40	12.5	1510	dünnes Gewölk	sehr unbestimmt.
23. „	I	„	etwa 8h 30m	—	—	—	wolkenloser Himmel; der Strahlenkegel konnte bis etwa 40° (4150 m) verfolgt werden.
26. „	„	„	8 20	26.5	2500	—	sehr hell.
	II	J.	8 25	36	2510	Strato-Cumulus	sehr hell und scharf.
6. Sept.	„	„	8 55	19	1220	—	
	„	„	8 55	16 (?)	1030	—	fraglich, ob die Beleuchtung vom Scheinwerfer herrührte.
	„	„	8 55	11.5 (?)	740	—	
	„	„	9 0	18	1150	Stratus	sehr verschwommen.
	„	„	9 0	17	1090	—	
9. „	I	R.	8 25	46.5	5200	feiner Dunst	Kurz nach einer raschen Ausheiterung. Sterne 5. Gr. waren noch schwach zu sehen.
	„	„	8 25	51.5	6200	„ „	
	II	J.	8 25	58.5	5600	Dunst	Wetterleuchten im S und SE, Sterne 3. bis 4. Größe waren noch gut zu sehen.
	„	„	8 25	61.5	6300	„	
	„	„	8 25	58	5500	„	
	„	„	8 25	60.5	6050	„	
	I	R.	8 56	15	1380	Nimbus	
11. „	II	J.	8 26	43	3210	—	
	„	„	8 26	55.5	4980	—	
	„	„	8 26	65	7350	—	
	I	R.	8 30	60	8500	starker Dunst	
	II	J.	8 37	21 (?)	1350	—	ziehende Wolke.
	„	„	9 5	28 (?)	1850	—	
	„	„	9 10	25	1630	—	gute Einstellung.
	I	R.	9 25	19	1750	schüttere Wolkenschicht	
13. „	II	J.	8 35	50	4090	—	es zeigte sich anscheinend auch ein Knoten bei 23° (1490 m).
	„	„	8 35	53	4550	—	
18. „	„	„	7 2	36.5	2560	Cumulus	
	„	„	7 8	31	2090	—	sehr deutlich zwei Zentren.
	„	„	7 8	35.5	2470	—	
	I	R.	8 0	50	5900	starker Dunst	schwach beleuchtet.
20. „	„	„	6 58	16	1470	Regenwolken	starker Regen und Sturm; rasches Steigen und Sinken des beleuchteten Wolkengrundes auffallend.
	„	„	7 0	18	1650	„	
	„	„	7 1	10	930	helles Wölkchen	
	„	„	7 2	22	2040	Regenwolken	
	„	„	7 3	16	1470	„	

Digitized by Google

1906	Beobachtungs-Station	Beobachter	Beobachtungszeit (M. W. Z.)	h	Höhe m	Angaben über Wolkenformen	Bemerkungen.
20. Sept.	I	R.	8h 0m	23°	2140	„	1. Schicht, } schwacher Regen.
	„	„	8 0	20	1850	„	2. Schicht, }
23. „	„	„	6 55	18	1650	—	1. Schicht, } Beleuchtung stark
	„	„	6 55	33.5	3300	—	2. Schicht, } rötlich.
	II	J.	6 55	26.3	1730	—	sehr deutlich, nur $^1/_2{}^m$ lang sichtbar. } stark rot.
	„	„	6 55	44	3380	Strato-Cumulus	
	„	„	7 52	36	2510	—	schwach.
	„	„	7 57	43.3	3240	Cumulus	
	„	„	7 58	45	3440	—	
	„	„	8 0	44	3320	—	groß, aber gut begrenzt; Durchmesser = 6.5°.
	I	R.	8 0	35	3480	—	2. Schicht; 1. Schicht gegen S abgezogen. Beleuchtung deutlich gelb.
	II	J.	8 1	46	3560	—	
	„	„	8 1	43.5	3270	—	
	„	„	8 3	43.5	3270	—	
25. „	„	„	7 0	25	1630	—	} Fleck steigt merklich höher.
	„	„	7 2	31	2130	—	}
	I	R.	8 0	—	—	—	Himmel klar geworden; Mondschein. Der Strahl kann nur bis 20° (1840 m) verfolgt werden.
27. „	„	„	6 57	20	1850	Wolkenbank	einzelne, darunter hinziehende Wolken.
	„	„	7 3	25.5	2400	„	der Grund der Wolkenbank; sehr hell, rötlich.
	„	„	7 5	21	1940	einzelnes Wölkchen	ziemlich hell.
	„	„	7 10	23.5	2190	—	schwach.
	„	„	7 51	31.5	3060	Cirrus	vorübergehend, schwach, } der Mond störte stark.
	„	„	7 55	17.5	1600	—	ziehende Wolke, schwach, }
	II	J.	8 0	14.5 (?)	930	—	
	„	„	8 3	34	2340	—	
30. „	I	R.	6 57	20.5	1890	} Allgemeine	schwach.
	„	„	7 56	20.5	1890	} Wolken-	schwach.
	„	„	7 59	21.5	1990	} decke	ziemlich hell.
7. Okt.	„	„	6 57	17	1560	} einz. schwache	
	„	„	6 59	19.5	1800	} Wolken	
	II	J.	6 59	22.5	1450	Strato-Cumulus	
	I	R.	7 56	43	4620	Cirrus	
	II	J.	7 58	54.5	4800	„	
	I	R.	7 59	16	1470	Stratus	1. Schicht.
	„	„	8 0	20	1850	„	2. Schicht.
	II	J.	8 1	19	1220	„	}
	„	„	8 2	21.3	1380	„	} Alle drei Schichten ganz deutlich.
	„	„	8 3	19	1220	„	}
9. „	I	R.	7 0	—	—	—	klarer Himmel, reine Luft. Der Strahlenkegel ist trotz vollkommener Dunkelheit kaum zu sehen und nur bis höchstens 10° (930 m) Höhe zu verfolgen.
	„	„	8 5	—	—	—	Strahl schwach, bis etwa 30° (2900 m) Höhe zu verfolgen.
11. „	„	„	6 55	—	—	—	sehr klarer Himmel; der Lichtstrahl läßt sich bis mindestens 65° (10500 m) verfolgen. (Auf mein Ersuchen wurde die Kühlwasserspülung auf kurze Zeit abgestellt.)
	„	„	8 0	—	—	—	sehr klarer Himmel; Lichtstrahl außerordentlich hell, reicht bis 63° (9650 m) Höhe.
14. „	„	„	8 5	—	—	—	klarer Himmel; der Strahlenkegel ist bis 38° (3880 m) ziemlich hell, wird von hier an plötzlich schwächer, läßt sich aber noch sicher bis 55° (7300 m) verfolgen. — Letzte öffentliche Brunnenbeleuchtung für die Saison 1906.

Digitized by Google

Die am 28. Juni nur durch die Scheinwerfer nachgewiesene lichtreflektierende Schicht in einer Höhe von mehr als 11000 m dürfte schon durch längere Zeit vorhanden gewesen sein; wenigstens fiel es verschiedenen beobachtenden Astronomen auf, daß in den Monaten Mai und Juni der Himmel nie vollkommen rein war.

Eine geringere Höhe als 1000 m wurde mit Sicherheit nur an einem einzigen Abend gemessen. Dabei ist die Dunst-, Staub- und Rauchschicht über der Stadt natürlich nicht mit berücksichtigt.

Die Färbung des Lichtfleckes war im allgemeinen weiß, ohne irgend eine ausgesprochene Farbenbeimischung. Nur am 23. September wurde anfangs eine ausgesprochen rote, später gelbe Färbung und am 27. September eine rötliche Färbung wahrgenommen, was wahrscheinlich wohl darauf hinweist, daß die Luft über dem Schwarzenbergplatz stark mit Rauch angefüllt war.

Der Durchmesser der beleuchteten Wolkenstelle hängt in erster Linie von der größeren oder geringeren Divergenz des Strahlenkegels und von der Höhe des Wolkengrundes ab; in zweiter Linie ist darauf auch der Zustand der Atmosphäre im Strahlenwege von Einfluß. Aus der Größe des Fleckes auf andere als die eben angeführten Ursachen zu schließen, geht daher wohl nicht an, und darum wurde auch auf die regelmäßige Ermittelung der Ausdehnung des Lichtscheines kein Gewicht gelegt. Nur einmal wurde der scheinbare Durchmesser als besonders groß gemessen, einmal für die Bestimmung der geringstmöglichen Divergenz des Strahlenkegels geschätzt und der wahre dann mit Hilfe der gemessenen Höhe ermittelt. Es sei noch bemerkt, daß alle Scheinwerfer von vornherein auf ein gutes Ineinanderfallen der Strahlenkegel justiert waren.

Die Form der beleuchteten Wolkenstelle war stets je nach der scheinbaren Höhe kreisrund oder elliptisch. Rasche Formänderungen wurden selten wahrgenommen, und auch dann waren sie so wenig auffallend, daß es kaum der Mühe wert schien, sie besonders hervorzuheben. Sie hingen jedenfalls mit der Lichtdurchlässigkeit der Wolke und mit der Neigung des Wolkengrundes zusammen.

Auffallender waren Höhenänderungen innerhalb kürzerer Zeitintervalle. Änderungen bis zu 200 m erklären sich, besonders wenn es sich um Wolken in größeren Höhen handelt, leicht durch die Unsicherheit der Einstellung des gewöhnlich schlecht begrenzten Fleckes und durch tatsächliche Änderungen der Höhe; es braucht daher auf sie nicht besonders hingewiesen zu werden. Hervorgehoben zu werden verdienen nur die Fälle vom 20. und 25. September, wo ein Steigen (und Sinken) um 500 m innerhalb weniger Minuten beobachtet wurde.

Größere Differenzen zwischen den fast gleichzeitigen Messungen auf beiden Stationen sind zum Teil sicher auch auf tatsächliche Höhenänderungen zurückzuführen.

Die Frage, ob systematischen Wolkenhöhenmessungen nach dieser Methode ein besonderer Wert beizumessen ist, kann wohl erst dann entschieden werden, wenn einmal eine größere Reihe von Beobachtungen vorliegen sollte. Jedenfalls geben sie von der vertikalen Verteilung der Wolken zu einem gewissen Zeitpunkt auf viel einfachere Art ein Bild, als es bisher der Fall war. Zur Bestimmung der Höhe schlecht begrenzter, ja oft nicht einmal sichtbarer Schichten dürfte diese Methode überhaupt die einzige Erfolg versprechende sein. Freilich darf nicht vergessen werden, daß auch ihr gewisse Mängel anhaften, denn als solche muß man es wohl ansehen, daß nach ihr Beobachtungen überhaupt nur während der Nacht und auch dann nur auf

Digitized by Google

einer verhältnismäßig eng begrenzten Fläche des Himmels gemacht werden können, und daß Beobachtungen besonders subtiler Gebilde, wie es die zarten Schichten in großen Höhen sind, außerdem noch die Abwesenheit des Mondes erfordern.

Sollte möglicherweise die Kenntnis der Wolkenhöhe einen auf die Genauigkeit der Wetterprognose Einfluß übenden Faktor bilden, so hätte die hier beschriebene Beobachtungsmethode vor anderen den Vorteil voraus, daß sie unmittelbare Wolkenhöhenbestimmungen durch einen einzigen Beobachter gestattet.

Aber ich denke noch an eine weit wichtigere Aufgabe, der die große Beleuchtungsanlage des Leuchtbrunnens gewachsen sein dürfte. Wenn es unter dem ziemlich stark erhellten Himmel der Großstadt möglich war, eine über 11 000 m hoch liegende äußerst schwache Dunstschicht unzweideutig nachzuweisen, so dürfte es von einem Orte außerhalb des Weichbildes der Stadt aus wohl auch möglich sein, die Lichtgarbe noch weiter zu verfolgen bzw. in noch größeren Höhen vielleicht noch vorhandene und vom Lichte der Scheinwerfer getroffene Schichten nachzuweisen. Ich denke dabei an die oft noch weit über der Wolkenregion schwebenden, von vulkanischen Ausbrüchen herrührenden Staubschichten, die vermutlich auch die manchmal so herrlichen Dämmerungserscheinungen bewirken. Freilich bedarf es dazu nicht nur einer möglichst reinen Luft auf dem Wege des Strahlenkegels, sondern auch eines möglichst dunkeln Himmels. Die letztere Bedingung würde durch den Umstand, daß der Beobachtungsort schon zur Erreichung einer großen Meßbasis weit vom Orte der Scheinwerferanlage abstehen und daher außerhalb Wiens liegen müßte, von selbst erfüllt. Nicht umgehen läßt sich leider die lichtabsorbierende Luftschicht über der Stadt, die auch bei der günstigsten Erfüllung aller anderen Bedingungen den Erfolg nur allzu leicht in Frage stellen kann. Ob eine praktische Ausführung dieser Idee möglich ist, mögen erst noch anzustellende Versuche zeigen.

Am Schlusse dieser Ausführung möchte ich mit herzlichem Danke jene erwähnen, welche das Gelingen der vorliegenden Wolkenhöhenmessungen durch Rat und Tat unterstützt haben: in erster Linie den Direktor der K. K. Sternwarte, Herrn Hofrat Weiss, welcher nicht nur die nötigen instrumentellen Behelfe bereitwilligst zur Verfügung stellte, sondern auch veranlaßte, daß von einer zweiten Station aus Messungen angestellt wurden; die Herren Hofrat Hann und Hofrat Pernter, die mir wertvolle Ratschläge erteilten; Herrn Regierungsrat Palisa, der während meiner Abwesenheit die Messungen besorgte; Herrn Dr. H. Jaschke, der auf Veranlassung des Herrn Hofrats Weiss eine selbständige Reihe von Messungen ausführte; und schließlich die Herren Ingenieure des Stadtbauamtes Ludwig Hammer und Karl Palisa, welche mir Einblick in die großartigen Anlagen des Leuchtbrunnens gewährten, auf alle zweckdienlichen Vorschläge gern eingingen und die wünschenswerten Versuche in entgegenkommendster Weise durchführten.

Digitized by Google

Kleinere Mitteilungen.

Bericht über die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt in Mailand. Vom 1. bis 6. Oktober 1906 tagte in Mailand die V. Konferenz der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Das Ausstellungskomitee in Verbindung mit Herrn Prof. Palazzo und dessen Mitarbeitern hatten sich in besonderer Weise um den Empfang und die Organisation bemüht. Einem früheren Beschlusse entsprechend waren diesmal nur die Kommissionsmitglieder eingeladen. Alle an den eigentlichen Aufstiegen sich beteiligenden Länder waren durch die betreffenden Institute vertreten, mit Ausnahme Österreichs und der Schweiz, von wo je ein Mitglied privat anwesend war, ferner fehlte Belgien, das in der Kommission noch keinen Vertreter hatte.

Für die Vorträge und die zu besprechenden Fragen wurden sechs Hauptsitzungen und eine Subkommissionssitzung abgehalten. Zwischenhinein fanden einige Ausflüge statt; der eine nach dem geophysikalischen Institut und der Certosa von Pavia, ein anderer nach dem Lago maggiore, wo Versuche mit Drachen und auch eine Demonstration der von Hergesell auf dem Meere verwendeten Registrierballon-Aufstiegsmethode stattfinden sollten. Dafür, daß die Genüsse bei diesen verschiedenen Veranstaltungen nicht nur rein wissenschaftlicher Art waren, ist der Dank oder die Schuld der italienischen Liebenswürdigkeit zuzuschieben. Am Schlusse der Tagung fand zu Ehren der Konferenz ein aëronautisches Fest in der Ausstellung statt, wobei acht bemannte Ballons mit einer größeren Anzahl von Kommissionsmitgliedern aufstiegen.

Die Verhandlungen der Konferenz und die gehaltenen Vorträge werden später im Druck erscheinen. Es soll daher im folgenden nur kurz über das Wesentliche berichtet werden.

Von den die Organisation betreffenden Punkten ist vor allem zu nennen der von Herrn Teisserenc de Bort einläßlich begründete, einstimmig angenommene Vorschlag, daß künftig statt der zwölf monatlichen Aufstiege im Jahre je nur drei bis vier internationale Aufstiege vorgenommen werden sollen; diese aber sollen sich über drei bis vier aufeinanderfolgende Tage erstrecken und zugleich an räumlicher Ausdehnung dadurch ganz bedeutend gewinnen, daß auch entfernte Punkte, wie Algerien, Ägypten, die Azoren, die Nordküste Skandinaviens, vielleicht auch das Innere Rußlands, bzw. das sibirische Gebiet, in den Bereich der Aufstiege gezogen werden sollen, zum Teil durch Veranstaltung eigener Expeditionen. Von verschiedenen Seiten wird die bestmögliche Unterstützung der weitschauenden, von Februar 1907 an in Kraft tretenden Neuerung in Aussicht gestellt. Von weiteren, allgemeine Fragen betreffenden Vorschlägen ist zu nennen derjenige von Herrn Köppen, für die Erforschung der freien Atmosphäre statt der mißverständlichen und oft mißverstandenen Bezeichnung „wissenschaftliche Luftschiffahrt" kurzweg den Ausdruck „Aërologie" zu verwenden. Weiter wünschte Köppen die Abfassung eines detaillierten Kompendiums für die Methoden der Registrierballon- und Drachenaufstiege. Eine Subkommission, bestehend aus den Kommissionsmitgliedern Herren Berson, Hergesell, Köppen, de Quervain, Rotch, unter dem Vorsitze von Herrn Teisserenc de Bort, wird beauftragt, die Abfassung dieser Sammlung in die Hand zu nehmen. Ebenfalls auf den Vorschlag von Herrn Köppen wird allen Instituten, die „aërologische" Studien treiben, empfohlen, nach dem Vorbilde der Deutschen Seewarte an geeigneter Stelle jährliche Übersichten ihrer Tätigkeit zu veröffentlichen.

Herr Erk empfiehlt den alpennahen aërologischen Stationen, sich für das Studium besonderer Probleme, wie des Föhns, zu verabreden. — Schließlich wird ein Antrag von Herrn Assmann angenommen, die Konferenzen künftighin höchstens alle drei Jahre abzuhalten, die Dauer der Tagungen möglichst zu verkürzen und die Zeit in erster Linie den Fragen der Organisation, der Demonstration neuer Instrumente und Methoden und erst in zweiter Linie wissenschaftlichen Vorträgen zu widmen. Von wesentlicher Bedeutung war auch die Mitteilung des Herrn Rykatschew, daß nunmehr fast alle an der letzten Konferenz vertretenen Länder Mittel für die internationale Publikation bewilligt haben, so daß hierfür in Zukunft jährlich 11000 bis 12000 frcs. verfügbar sein werden.

Verschiedene instrumentelle Neuigkeiten wurden der Kommission vorgeführt:

Herr de Quervain demonstrierte den Spezialtheodoliten für die Verfolgung von Registrier- und Pilotballons und wies auch einige Hilfsinstrumente vor für die bequeme Ausführung der Pilotaufstiege und möglichst schnelle Berechnung der Flugbahn.

Digitized by Google

Herr Hergesell sprach ebenfalls über die Ausführung von Pilotballonanvisierungen, ebenso Herr Vives y Vich; beide bestätigten die Brauchbarkeit des Spezialtheodoliten und empfahlen dessen allgemeine Verwendung zum Zwecke systematischer Ballonverfolgungen.

Herr v. Bassus sprach über die mit demselben Instrument in München erhaltenen Resultate, und es wurde seinem Vorschlage zugestimmt, daß bei Registrierballonaufstiegen die Resultate der Anvisierungen in Zukunft in unmittelbarer Beziehung auf das Temperaturdiagramm des Ballonregistrierinstrumentes darzustellen und zu veröffentlichen seien. Herr v. Bassus demonstrierte ferner einen bequemen Hilfsapparat für die Ausmessung von Registrierballondiagrammen. Herr Dines stellte zwei außerordentlich leichte Registrierballoninstrumente aus (Gewicht 70 und 90 g), ohne Uhr, bei denen die Temperatur als Funktion des Druckes aufgezeichnet wird, allerdings in sehr kleinem, zum Teil beinahe mikroskopischem Maßstab. Herr Rykatschew berichtete über die von Herrn Kusnetzow in Pawlowsk mit einem Scheinwerfer bei Nacht ausgeführten interessanten Wolkenhöhemessungen, wobei mit Sicherheit Cirruswolken bis zu 13 km Höhe gemessen wurden. Herr Ebert führte seinen neuen Ionenaspirationsapparat vor. Herr Hergesell berichtete über eine neue Methode, um bei den Registrieraufstiegen auch die Vertikalkomponente der atmosphärischen Strömung zu messen.

Unter den Vorträgen über spezielle aërologische Untersuchungen erregten besonderes Interesse die vorläufigen Mitteilungen von Herrn L. Teisserenc de Bort über die von ihm in Gemeinschaft mit Herrn Rotch in diesem Jahre organisierten, von Herrn Maurice in dem nördlichen Passatgebiete und in der Äquatorialregion des Atlantischen Ozeans ausgeführten Drachen- und Ballonaufstiege. Namentlich die nach der Hergesellschen Methode ausgeführten, gut geglückten, ziemlich zahlreichen Ballonaufstiege ergaben Resultate von fundamentaler Bedeutung. Während bis zu Höhen von 10 km die Temperaturabnahme 0.6° pro 100 m kaum übersteigt, ist sie von da an bis zu den größten erreichten Höhen rein adiabatisch, so daß nahe am Äquator, in Breiten von 5 bis 7° N in Höhen von 14000 bis 15000 m die tiefsten überhaupt bisher in der Atmosphäre gefundenen Temperaturen angetroffen wurden; einmal — 72°, zweimal — 81°, ein anderes Mal sogar mindestens — 86° (die untere Begrenzung ist unsicher). In Betreff der großen oberen Inversionsschicht wurde gefunden, daß sie unter 30° NBr. noch als deutliche mächtige Isothermie vorhanden ist, über welcher aber wieder Schichten mit starker Temperaturabnahme sich finden. Je mehr man sich dem Äquator nähert, desto unbedeutender wird diese isotherme Schicht; sie wird mehr und mehr nur zur vorübergehenden Unterbrechung einer sonst völlig adiabatisch fortgehenden Temperaturabnahme. Am Äquator selbst ist von dieser isothermen Schicht auch in den größten Höhen nichts mehr zu merken. — Im Anschluß an diese Mitteilung berichtete Herr Köppen über die analogen Versuche des deutschen Vermessungsschiffes Planet; mit den Ballons wurden dort weniger bedeutende Resultate erzielt, hingegen sehr erfolgreiche Drachenaufstiege im südlichen Passatgebiet des Atlantischen Ozeans ausgeführt. Diesen Aufstiegen, sowie den Messungen mit Pilotballons zufolge hat der südliche SE-Passat z. B. bei St. Helena eine Mächtigkeit von 2000 m. Darüber wurde Windstille gefunden bis 8000 m; höher E-Winde. Das Vermessungsschiff hat auf seinem Wege nach dem Indischen und Stillen Ozean diese Untersuchungen fortgesetzt. Diese letzteren werden ebenfalls ausgeführt werden von einem zweiten deutschen Vermessungsschiff, das auf entgegengesetztem Wege nächstes Jahr ebenfalls den Stillen Ozean aufsuchen wird. — Herr Hergesell machte seinerseits einige Mitteilungen über seine aërologischen Versuche bei der in diesem Sommer unternommenen Expedition des Fürsten von Monaco nach dem nördlichen Polarmeer. Wenn auch die Aufstiege dort mehr unter der Ungunst und den Fährlichkeiten der Witterung und Natur zu leiden hatten, versprechen doch auch die dort erhaltenen, noch unbearbeiteten Resultate wertvolle Aufschlüsse. Besondere Erfolge wurden in den Strömungsuntersuchungen höherer Schichten vermittelst Pilotballons erzielt. — Von weiteren Vorträgen sind zu nennen jene von Herrn Berson über die meteorologischen (wie zu erwarten war, negativen) Ergebnisse der Sonnenfinsternisfahrt von Burgos aus, ferner über die nahezu 30 in Mailand von ihm ausgeführten Registrieraufstiege und Anvisierungen und endlich seine Untersuchungen über die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, bis zu 3000 m, auf Grund der in Lindenberg und Tegel ausgeführten Messungen. Auch Herr Vives y Vich machte einige vorläufige Mitteilungen über die in Spanien angestellten

Digitized by Google

meteorologischen Finsternisbeobachtungen. Herr Ebert sprach über seine Untersuchungen der Störung der Potentialflächen, die der Ballon im elektrischen Felde hervorruft, und über die Bedingungen, im Ballon richtige Potentialmessungen und Ionenzählungen vorzunehmen. Herr de Quervain erörterte die Frage der Realität der oberen großen Inversion und wies nach, daß auch Tagesaufstiege hierin ganz zuverlässige Resultate ergeben; er resümierte ferner seine experimentellen Untersuchungen über die Vergleichbarkeit der verschiedenen Ballon sonde-Thermographen. Herr Rotch sprach über die Ergebnisse der Registrieraufstiege in den Vereinigten Staaten; diesen Aufstiegen zufolge liegt dort die obere Inversion im allgemeinen höher als in Mitteleuropa (wie seinerzeit schon vom Ref. vermutet). Herr Rykatschew legte die Resultate der in Pawlowsk ausgeführten Aufstiege vor, ebenso eine Arbeit von Herrn Rosenthal über den täglichen Gang der Temperaturabnahme über dem Meere, und schließlich eine Publikation des Herrn Riabuschinsky über dessen aërodynamisches Observatorium bei Moskau.

Mehr auf die wissenschaftliche Luftschiffahrt als auf die „Aërologie" bezogen sich die Mitteilungen von Herrn P. Alexander über die Bewegung, die der Luft von den Flügelschrauben erteilt wird, und der Vortrag von Herrn Scheimpflug über sein Verfahren geodätischer Geländeaufnahmen auf Grund von Ballonphotographien; ebenso der Vorschlag von Herrn Moedebeck, die Regierungen zur Herstellung von besonderen Karten zu veranlassen, die speziell für die Zwecke der modernen unlenkbaren und lenkbaren Luftschiffe auszustatten wären. Ein Vortrag von Herrn Hinterstoisser war allgemein aëronautisch unterhaltender Natur. — Zwei auf dem Programm figurierende, nicht unwichtige Mitteilungen mußten leider aus Mangel an Zeit unterbleiben, die eine von Herrn Hergesell über die Frage der Aneroidkompensation, die andere von Herrn von Bassus über die Temperaturinversionen in 3 bis 5 km Höhe.

Man darf vielleicht den allgemeinen Eindruck der Konferenz dahin zusammenfassen, daß die Erforschung der freien Atmosphäre sich in der letzten Zeit nicht nur räumlich sehr ausgebreitet hat, sondern daß auch die Methoden an sich und deren Anwendung an Zuverlässigkeit gewonnen haben, so daß die großen Ungleichmäßigkeiten im Werte der Beobachtungen der verschiedenen Stationen doch nach und nach zu verschwinden scheinen. Das letztere ist von wesentlicher Bedeutung dafür, daß diese großen Veranstaltungen als solche zu entsprechenden wissenschaftlichen Resultaten führen. Beiläufig bemerkt, bietet sich erfahrungsgemäß ein gutes Kriterium für das Verständnis und die Zuverlässigkeit bei solchen Experimenten in der Sorgfalt, die auf die begleitenden Wolkenbeobachtungen verwendet wird. In diesem Sinne hat auch Herr Teisserenc de Bort bei seinem Vorschlage zur Vergrößerung des Aufstieggebietes ausdrücklich sorgfältige Wolkenbeobachtungen als selbstverständliche Begleitung aller aërologischen Versuche gefordert. A. de Quervain.

Die „Temperaturumkehr" mit der Höhe im Winterhalbjahr in dem niederösterreichischen Alpengebiete. Da nun wieder die Jahreszeit eingekehrt ist, in welcher diese Erscheinung recht häufig eintritt, mag eine Schilderung derselben mit bemerkenswerten ziffernmäßigen Nachweisen hier Platz finden nach der Klimatographie von Niederösterreich vom Unterzeichneten (Wien 1904).

Alljährlich wiederholt sich namentlich während des Spätherbstes und der ersten Winterhälfte zumeist an den Berghängen von mittlerer Höhenlage die Erscheinung der sog. Temperaturumkehr (Temperaturinversion) mit der Höhe. Früher nur wenig bekannt, als ein meteorologisches Kuriosum meist nur flüchtig erwähnt, ist diese klimatische Bevorzugung der Höhenlagen jetzt fast jedermann geläufig und wird besonders im Gebiete des Schneeberges und der Raxalpe vielen Hunderten von Städtern zu einer Quelle hohen Naturgenusses und zu einer Kräftigung der durch Luftmangel und schlechte Stadtluft geschädigten Gesundheit. Es sind vornehmlich die Monate November und Dezember und die erste Januarhälfte, in denen die klimatische Begünstigung der Höhenlagen am häufigsten sich einstellt, das ist die Zeit der kürzesten Tage. Nach meiner Berechnung[1]) tritt die langsamste mittlere Wärmeabnahme mit der Höhe in den Ostalpen wenige Tage nach der längsten Nacht ein.

Finstere Nebelschichten bedecken dann oft wochenlang die Niederung und die Täler bis zu 600 oder 800 m Höhe etwa. Aus dem kalten, feuchten, sonnenlosen Winterklima

[1]) Siehe Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1885.

Digitized by Google

unserer Gegenden, aus dem Gebiete scharfen Frostwetters, treten wir höher steigend und diese Grenze überschreitend plötzlich in eine sonnige, glänzende Landschaft ein, umflossen von einer milden, aber trockenen, wunderbar anregenden Atmosphäre und genießen mit vollen Zügen eine wahre Himmelsluft, nur vergleichbar mit jener, die in den Alpenhöhen über 2000 m an heiteren ruhigen Sommertagen anzutreffen ist. Der Wechsel in den meteorologischen Verhältnissen, der sich oberhalb der Nebelgrenze fast ohne Übergang vollzieht, ist ein geradezu erstaunlicher und verstärkt natürlich den Eindruck. Namentlich die Trockenheit und die wunderbare Transparenz der Luft, sowie die Lichtfülle wirken in den ersten Momenten fast überwältigend. Und dieser Genuß, der kalten, finsteren, schmutzigen Winterluft der Stadt entflohen, nun gleichsam die Luft eines heiteren Sommertages der Hochregionen atmen zu können, der früher nur auf flüchtige Stunden dem Bergwanderer gegönnt war, kann jetzt tagelang völlig ausgekostet werden, mit allem leiblichen Komfort, den die neuen Alpenhotels bieten.

Diese Erscheinung tritt auf den Höhen fast regelmäßig ein, wenn ein Barometermaximum sich über das Alpengebiet verlagert hat und im allgemeinen Windstille herrscht. Heftigere Winde, auch warme S- oder SW-Winde bringen stets wieder Trübung und Abkühlung. Aber auch bei niedrigem Barometerstand kann diese Temperaturumkehr eintreten, wenn das Hochdruckgebiet in einer südlichen Richtung hin liegt, der Barometerstand muß aber dann über den Alpen so gleichmäßig verteilt sein, daß nur schwache Winde und Windstillen herrschen. Denn die warme Luft der Höhen muß über der unteren kälteren ruhig schwimmen können, Luftmischungen bringen (auch dynamisch) Abkühlung und meist auch Trübung.

Nun einige Beispiele dafür aus unserem Gebiete. In dem überaus kalten Dezember 1879 unter der Herrschaft eines Barometermaximums war die vertikale Temperaturverteilung vom 16. bis 28. Dezember folgende:

	Höhe	Temperatur 7^h	Temperatur 2^h	Temperatur 9^h	Mittel	Bewölkung
Wien	202	— 9.3	— 5.7	— 8.8	— 8.2	3.4
Raxalpe	1823	— 4.3	0.1	— 4.6	— 3.4	1.1

An der 1620 m höheren Station auf der Raxalpe ist es schon 7^h morgens vor Sonnenaufgang um 5° wärmer als unten in der Niederung von Wien.

Die Temperaturumkehr vom 28. Dezember 1876 bis Mitte Januar 1877 trat mit besonderer Intensität auf, ebenso jene im November 1876, wofür einige Zahlen.

	Temperatur 7^h	Temperatur 2^h	Temperatur 9^h	Rel. Feuchtigkeit 7^h	Rel. Feuchtigkeit 2^h	Rel. Feuchtigkeit 9^h	Bewölkung 7^h	Bewölkung 2^h	Bewölkung 9^h	Wind
				1. Januar 1877						
Wien 202 m	— 1.0	0.6	1.0	98	92	100	10	10	10	still
Baumgartnerhaus 1400 m	9.9	16.8 [1])	10.0	25	11	26	2	3	4	WSW schwach
				8., 9., 10. Januar. Mittel						
Wien	1.2	4.3	3.4	99	98	99	10≡	10≡	10≡	still
Baumgartnerhaus . . .	7.7	10.5	6.5	48	50	54	2	3	0	Var.
				6./15. Oktober 1876. Mittel						
Wien	12.0	18.0	14.2	98	81	94	9.2	3.1	1.6	still
Baumgartnerhaus . . .	15.9	18.8	14.5	50	56	59	0.3	0.2	0.0	still

Dieser letztere Fall ist besonders bemerkenswert wegen der hohen Temperatur, die allerdings auch unten herrschte. Die Temperatur nahm im Mittel um 7^h um 4° zu zwischen 200 und 1400 m, was bei hohen Temperaturen selten ist. Unten Nebel, der 2 mm Niederschlag liefert, oben bloß 50 Proz. Feuchtigkeit, fast wolkenlos.

Oktober 1876, 7^h morgens	Temperatur 7.	Temperatur 8.	Temperatur 9.	Feuchtigkeit 7.	Feuchtigkeit 8.	Feuchtigkeit 9.	Bewölkung 7.	Bewölkung 8.	Bewölkung 9.
Wien	11.7	13.6	13.3	98	99	99	10	10	10
Baumgartnerhaus . . .	19.5	18.8	17.9	44	37	38	0	0	0

Am 7. früh kurz nach Sonnenaufgang nimmt die Temperatur um fast 8° zu.

Zum Schluß noch ein besonders interessanter Fall von Temperaturumkehr bei anfangs niedrigem Luftdruck (der steigt) und einem Barometermaximum am Südfuß der Alpen, das

[1]) Feuchtes Therm. 6.0°. Auch am 4. Januar 2^h 10.8° und 18 Proz., Tagesmittel 27 Proz.

Digitized by Google

sich dann später über die Alpen selbst verlagert. Die höchste Temperatur auf den Höhen tritt aber schon früher ein.

Temperaturmittel der Tage: 8. bis 16. Februar 1899.

	Höhe	7^h	2^h	9^h	Mittel	Maximum	Datum
Wien	202	0.8	5.8	3.9	3.6	13.6	13
Weißenhof	340	2.9	7.4	5.5	6.0	14.4	10
Semmering	1000	7.3	11.5	8.0	6.6	16.0	11
Am Schneeberg	1400	7.7	13.0	8.7	7.1	20.3	11
Raxalpe	1800	4.7	5.9	5.6	5.1	10.1	11

Die Temperaturzunahme nach oben ist auch hier um 7^h früh am größten; es ist nicht die Sonnenwärme, welche die höhere Temperatur oben bewirkt, sondern das Niedersinken der Luft von der Höhe, welche sich dabei föhnartig erwärmt, was auch durch die Trockenheit der Luft bezeugt wird.

Schon der geringe Höhenunterschied zwischen Wien (202 m) und Weißenhof (340 m bei Klosterneuburg) machte sich in einer starken Temperaturzunahme bemerklich: 10. Februar 2^h Wien 3.3°, Weißenhof 14.4° und 9^h abends 1.8° und 9.2°. Der Temperaturunterschied zwischen Neunkirchen 365 m und Semmering war am 11. und 12. um 7^h — 11.1°, um 2^h — 10.5, um 9^h — 7.9. Um so viel war Neunkirchen kälter als Semmering. J. Hann.

Wärmeaustausch der Seen und Meere. An die Mitteilung „Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren" im Augustheft 1906 dieser Zeitschrift möchte ich folgende Bemerkung anschließen.

In meiner Schrift „Der Wärmeaustausch" ist der ungefähre Wert für die Ostsee (43 500 cal/qcm), wie S. 10 bemerkt wird, aus den Angaben von Pettersson (Meteorol. Zeitschr. 1896, S. 300) berechnet. Wenn Pettersson selbst die Wärmeabnahme

von August bis November zu 13 000
von November bis März zu 35 500,

also von August bis März zu 48 500 cal ansetzt, so dürfte das auf einem Versehen beruhen. Nach dem Schema a. a. O. erhalte ich:

Tiefe m	Temperatur August	November	März	Abnahme von August bis März	cal/qcm
0—20	15	8.5	1.4	13.6	27 200
20—50	6.5	8.5	1.4	5.1	15 300
				zusammen . .	42 500

Dieser Wert erhöht sich bei meiner Berechnung bis 55 m auf 43 500. Die Tiefenangabe in Tab. 15 meiner Schrift (65) beruht auf einem Druckfehler. Die richtige Zahl (55 m) ist S. 11 vermerkt.

Wenn ich die Zahlen von S. 378 d. J. der Meteorol. Zeitschr. mit unwesentlichen Abrundungen und einige Angaben aus Tab. 15 meiner Schrift zusammenstelle, so ergibt sich folgende Übersicht, in der die Örtlichkeiten nach der geographischen Breite geordnet sind:

Jährlicher Wärmeumsatz	cal/qcm
Ostsee, 50 m (Pettersson)	42 500
„ „ „ (Hann)	50 500
„ 55 „	43 500
Genfer See, 60 m	37 000
Meerbusen von Fiume, 44 m	41 400
„ „ „ größte Tiefe	47 500
Schwarzes Meer, 73 m	48 200
Golf von Neapel, 110 m	42 300

Ein Einfluß der Breite dürfte aus diesen Zahlen nicht festzustellen sein.

Besser als beim jährlichen Verlauf lassen sich die Vorgänge beim Wärmeumsatz im Wasser in der täglichen Periode studieren, und ich habe soeben bei günstiger Witterung eine Beobachtungsreihe im Paarsteiner See durchgeführt, über die ich später berichten werde.

Eberswalde, 8. Septbr. 1906. J. Schubert.

Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. In einem Artikel unter obigem Titel vergleicht Hr. Hann den jährlichen Wärmeaustausch in der Bornholmtiefe in der Ostsee, im Golf von Neapel und im Schwarzen Meer miteinander und kommt auf Grund der Temperaturmessungen in den genannten drei Meeresteilen zu dem Schluß, daß das

Digitized by Google

Mittelmeer trotz der größeren Erwärmung des Wassers weniger Wärme an die Luft abgibt als die Ostsee, weil die jährliche Temperaturschwankung an der Oberfläche eine geringere ist, weshalb auch weniger Wärme aus der Tiefe an die Oberfläche gebracht wird.

Auf Grund einer von mir versuchten Zusammenstellung der Wärmebilanzen einer größeren Zahl von Binnenseen (Petermanns Geogr. Mitteil. 1905, S. 219 ff.) möchte ich sowohl die von Hann angewandte Methode, wie auch seine Schlußfolgerung in Zweifel ziehen. Zunächst die Methode. Hann erhält die Mitteltemperatur beispielsweise des Golfes von Neapel im August 1879 einfach dadurch, daß er das arithmetische Mittel der gemessenen Temperaturen bildet [1]). Ich meine, diese Methode ist falsch [2]), selbst wenn die Tiefen, in denen die Temperaturen gemessen wurden, sich im gleichen Abstande folgten; sie wäre nur dann richtig, falls der Golf von Neapel ein Gefäß mit genau senkrechten Wänden wäre, in welchem jede Schicht von derselben Dicke auch das gleiche Volumen besitzt. So wenig dies bekanntlich bei Seen der Fall ist, so wenig dürfte auch in Binnenmeeren bzw. Meeresteilen diese Annahme richtig sein, vielmehr nehmen die Volumina gleich dicker Wasserstreifen anfangs schneller, später langsamer ab, je tiefer die Schicht liegt. Bildet man einfach das arithmetische Mittel aller Temperaturen, selbst in dem Falle, wo sie in gleichen Abständen gemessen sind, so kommen die Temperaturen der oberen Schichten nicht gebührend zu ihrem Rechte, und die nach Hann gebildete Mitteltemperatur wird zu klein. Wie groß der Fehler ist, läßt sich natürlich nur sagen, wenn das Bodenrelief des betreffenden Meeresteiles ebenso genau bekannt ist wie das mancher Binnenseen, und daher kann der gemachte Fehler in einem Falle unbedeutend, im anderen dagegen recht erheblich sein.

Es ist im Grunde genommen derselbe Fehler, den auch Forel bei der Aufstellung der Wärmebilanz im Genfer See und später bei mehreren anderen europäischen Seen (vgl. meine oben zitierte Arbeit) gemacht hat, wenn er einfach die Anzahl der Kalorien, die er aus der Änderung der Temperatur in bestimmten Tiefen eines Sees während eines gewissen Zeitraumes erhielt, mit dem Areal des Sees multiplizierte, um die Anzahl der Wärmeeinheiten zu erhalten, welche der See zu einer bestimmten Zeit besitzt bzw. an die Luft abgibt oder von ihr nimmt. Vernachlässigt man so gänzlich den verschiedenartigen Anteil, mit dem die einzelnen Wasserschichten an dem gesamten Wärmeinhalt eines Sees beteiligt sind, so kann man freilich leicht zu dem Schlusse kommen, daß nordische Seen im Laufe eines Jahres ein weit größeres Wärmequantum umspeichern, also auch abgeben können als die mitteleuropäischen, wenn man nämlich Seen von ganz verschiedener mittlerer Tiefe und verschiedener Bodenkonfiguration miteinander vergleicht. Sowie man aber Seen in Nord- und in Mitteleuropa mit etwa den gleichen morphometrischen Verhältnissen einander gegenüberstellt, so gelangt man sofort zu dem entgegengesetzten Resultat, daß nämlich die Schwankungen der Mitteltemperaturen, worauf doch der Betrag der Wärmeabgabe bzw. Zugabe allein basiert — in nordischen Seen durchschnittlich durchaus nicht höher sind als in mitteleuropäischen. Je geringer die mittlere Tiefe eines Sees ist, desto größer werden auch die Schwankungen, ganz gleichgültig, ob der See unter dem 45. oder 60. Breitengrade liegt; je größer sie ist, desto geringer die Schwankungen. Mit Bezug auf Einzelheiten muß ich auf die erwähnte Arbeit von mir verweisen.

Ich glaube nun nicht zu irren, wenn ich sage, daß cum grano salis die Resultate der thermischen Untersuchungen in Binnenseen sich bis zu einem gewissen Grade auf Binnenmeere übertragen lassen, sofern nur die Strömungen keine überwiegende Rolle spielen und die Binnenmeere nicht zu groß und in ihren einzelnen Teilen zu verschiedene morphologische Verhältnisse aufweisen. In dieser Beziehung trage ich allerdings starke Bedenken, die Ostsee mit einem Binnensee auf gleiche Stufe zu stellen. Wenigstens kenne ich keinen Binnensee in Europa, bei dem die simultanen Temperaturmessungen so gewaltige Unterschiede aufgewiesen haben, wie die Ostsee. Doch sehen wir für den Augenblick von diesem Einwande ab und beschäftigen uns mit den drei bei Hann einander gegenübergestellten Temperaturen

---

[1]) Der Hr. Verfasser hätte sich überzeugen können, daß das nicht der Fall ist, sondern daß die Mittel aus den Mitteltemperaturen gleich mächtiger Schichten gebildet worden sind, also vollkommen korrekt. Z. B. Schwarzes Meer: einfaches Mittel der Messungen bis 40 Faden 13.82, richtige Mitteltemperatur 13.6°. Für den Golf von Neapel ist das einfache Mittel der Messungen 14.1°, das Mittel aus den Schichten 13.8°; ersteres ist natürlich immer höher, weil der Temperatur der Oberfläche ein zu großes Gewicht gegeben wird. D. Red.

[2]) Siehe Bemerkungen am Schlusse dieses Artikels. D. Red.

Digitized by Google

von Mittelmeer, Ostsee und Schwarzes Meer, so stellt eben der Golf von Neapel mit seinen 180 m Maximaltiefe ein ganz anders geartetes Wasserquantum dar als die Ostsee in der Bornholmtiefe mit nur 60 bzw. 80 m Maximaltiefe [1]). Es ist ganz natürlich, daß die relative Temperaturerniedrigung in der Ostsee, also Wärmeabgabe an die Luft, scheinbar etwas größer ist als im Golf von Neapel, da ja letzterer innerhalb der gleichen horizontalen Ausdehnung ein viel größeres Volumen besitzt und daher viel größere Lufttemperaturschwankungen verlangt als erstere, um sich in seiner Mitteltemperatur zu ändern! Bindende Schlüsse aus den Temperaturmessungen nicht nur der Binnenseen, sondern auch der Binnenmeere können meines Erachtens nur gezogen werden bei annähernd gleichen morphometrischen Verhältnissen, unter anderen Umständen kommt man notwendig zu Trugschlüssen. Wenn Hann bemerkt, daß das Maß der Wärmeabgabe von Meer an die Luft von der Temperaturdifferenz zwischen Winter und Sommer abhängt, mit der Abnahme der jährlichen Temperaturschwankung deshalb auch abnähme, so möchte ich darauf erwidern, daß es ganz auf die relative Tiefe des Meeresteiles ankommt. In sehr tiefen Meeren ändert sich der gesamte Wärmeinhalt innerhalb eines Jahres wenig, wobei es wenig ausmacht, ob es in wärmeren oder kälteren Regionen liegt; die oberflächlichen Schichten erleiden zwar größere Änderungen, wenn man vom Äquator dem Pol sich nähert, sie sind aber bei tieferen Meeren für den ganzen Wärmeinhalt nicht maßgebend. Anders verhält sich die Sache bei seichten Meeren; hier ist allerdings der Wärmeumsatz sowohl in kühleren wie in heißeren Gegenden erheblicher, am wenigsten erheblich in äquatorialen Meeren, weil die Temperatur der Luft nur geringen Schwankungen ausgesetzt ist. Aber nach den Resultaten zu urteilen, die ich aus Binnenseen gewonnen habe, ist es keineswegs wahrscheinlich, daß der Umsatz von Wärme mit dem Breitengrade steigt, vielmehr wird ein gewisser Abstand von Pol und Äquator vorhanden sein, in welchem unter sonst gleichen oder wenigstens ähnlichen morphometrischen Verhältnissen ein Maximum von Wärmeumsatz erreicht wird.

Die absolute Größe der Temperaturschwankung kann allein wohl nicht gut ein Maß für die Aufspeicherung von Wärme in Seen und Meeresteilen sein, einfach aus dem Grunde, weil von einer bestimmten niedrigen Temperatur der Luft ab die Temperatur des Wassers nicht mehr darauf reagiert, sobald nämlich der See bzw. Meeresteil zugefroren ist. Ich meine, soweit ich wenigstens aus der mir näher bekannten Thermik der Binnenseen schließen kann, daß die relative Lage der Temperaturschwankungen der Luft hier eine große Rolle spielt, daß also z. B. die Temperaturextreme 30° bis 10° eine ganz andere Wirkung auf den Wärmeinhalt des Meeres haben als 20° bis 0°, obwohl der absolute Betrag der Schwankung derselbe ist. Ferner ist doch auch die größere oder geringere Schnelligkeit, mit welcher die Änderungen der Lufttemperatur sich vollziehen, von Bedeutung; große Extreme nach unten oder nach oben, die schnell vorüberziehen, vermögen nur auf äußerst seichte Wasserbecken einen nennenswerten Einfluß auszuüben [2]).

Ich meine, daß zur Klärung aller dieser Verhältnisse eine mehrere Jahre andauernde, in bestimmten Zeitabständen simultan erfolgende Temperaturmessung in größeren und tieferen Seen verschiedener Breitengrade, wie ich sie jetzt für mehrere Seen Europas für die drei Jahre 1906, 1907, 1908 allmählich ins Werk gesetzt habe, nützlich sein kann. Leider stellen sich diesem Unternehmen immer noch Schwierigkeiten entgegen, die teils politischer, teils privater Natur sind, und mir ist daher jede moralische Unterstützung auch seitens der meteorologischen Wissenschaft sehr willkommen [3]).

Nun zum Schluß noch die Bemerkung, daß, selbst wenn der Golf von Neapel nach seinen morphologischen Verhältnissen ohne weiteres mit der Bornholmtiefe in der Ostsee [4])

---

[1]) Die Temperaturschwankung der vertikalen Flüssigkeitssäule eines Sees hängt doch nicht von dem Gesamtvolum desselben ab, sondern nur von der Mächtigkeit der variablen Schicht! Die Bornholmtiefe reicht bis 105 m, aber der Wärmeaustausch kann nur bis zu etwa 60 m vor sich gehen.

[2]) Daran zweifelt wohl niemand. Es sind aber stets nur Mitteltemperaturen des Wassers in Betracht gezogen worden. — Da die Änderung der spezifischen Wärme des Wassers zwischen 30° und 0° nicht in Betracht gezogen zu werden braucht, ist nicht einzusehen, weshalb die Wärmeabgabe für gleiche Temperaturintervalle nicht die gleiche sein soll. Bei 4° C hören allerdings die vertikalen Konvektionsströmungen im süßen Wasser auf. D. Red.

[3]) Gewiß könnten auch die Meteorologen ein solches Unternehmen sehr warm befürworten.

[4]) In der Ostsee handelt es sich nicht um die absoluten Tiefen. Der Wärmeaustausch ist dort auf eine nur 50 bis 60 m mächtige Schicht beschränkt, weil das im Winter oberflächlich abgekühlte Wasser nur so tief sinken kann wegen des größeren Salzgehaltes und damit größeren Dichte der unterhalb liegenden Schichten. D. Red.

Digitized by Google

vergleichbar wäre, aus den mitgeteilten Zahlen keineswegs hervorgeht, daß das Mittelmeer weniger Wärme an die Luft abgibt als die Ostsee, weil die Zahlen sich ja nur auf einen Winter beziehen [1]). Schubert hat den Wärmeaustausch in der Ostsee nur auf 43 500 kg/cal per Quadratmeter berechnet, also auf nur verschwindend mehr als im Mittelmeer. Es müßten also noch viel mehr Messungen vorliegen, um mit Bestimmtheit annehmen zu können, daß der Wärmeumsatz bei Neapel geringer als bei Bornholm ist. Vorderhand möchte ich noch ernstlich daran zweifeln.

Neuhaldensleben. Halbfass.

Bemerkungen über den Wärmeumsatz in Binnenseen (als Erwiderung auf vorstehenden Artikel). Die vorangehenden Einwände des Hrn. Verfassers gegen die Methode, nach der man bisher den Wärmeaustausch der Gewässer berechnet hat (Pettersson, Forel, Schubert und Hann), beruhen auf einem Mißverständnis des Zweckes, zu welchem diese Rechnungen angestellt worden sind. Man wollte ja nicht die gesamte Wärmemenge ausrechnen, die in einem speziellen See aufgespeichert wird, sondern die Wärmemenge in einer vertikalen Flüssigkeitssäule, welche allein zu allgemeinen Vergleichungen zu benutzen ist. Die Vergleiche, welche z. B. Prof. Schubert über den Wärmeaustausch in Wasser und verschiedenen Bodenarten angestellt hat, können doch nur auf solchen Zahlen beruhen. Auch die Vergleiche über die Wärmeaufspeicherung in Seen unter verschiedenen Klimaten lassen sich nur auf diesem Wege bewerkstelligen, weil ja sonst der verschiedene Rauminhalt, oder besser die zudem meist unbekannte verschiedene Flächenausdehnung der verschieden tiefen Wasserschichten verschiedener Seen die Vergleichung unmöglich macht. Man kann natürlich auch fragen, welche Wärmemenge ein bestimmter See, von gegebenem Rauminhalt, aufspeichert, wie es Hr. Halbfass tut, aber daß dies die allein richtige Methode ist, das können wir nicht zugeben. Man erhält dabei ungeheuer große Zahlen, so z. B. findet Hr. Halbfass für den gesamten Wärmeinhalt des Arendsees, Juni 1905, 1430 Milliarden Wärmeeinheiten, das sind Zahlen, die jedes Vorstellungsvermögen überschreiten. Solche Berechnungen können auch nur an genau ausgeloteten Seebecken (und Meeren) angestellt werden. Eine große Schwierigkeit bieten dann die Temperaturen der seichteren Stellen an den Rändern eines Wasserbeckens, die sich viel stärker erwärmen als die mittleren (pelagischen), man müßte dann auch noch genau die Verteilung der Temperatur in den horizontalen Schichten kennen, wenn man nicht große Fehler machen will. Kurz, die Aufgabe, die sich Hr. Halbfass stellt, ist eine ganz andere als die unsere. Der Autor hätte nur dann ein Recht, unsere Methode falsch zu nennen, wenn wir die Oberfläche der Wasserbecken (Genfer See, Schwarzes Meer usw.) mit der von uns für eine vertikale Wassersäule gefundenen Wärmemenge multipliziert hätten, was uns aber gar nicht eingefallen ist. So viel Überlegung wird uns der geehrte Hr. Autor wohl zugestehen, daß wir dann auch nicht vergessen haben dürften, auf den verschiedenen Flächeninhalt der Schichten Rücksicht zu nehmen.

Wir möchten uns im Anschluß erlauben, auf einige physikalische Verstöße oder Mißverständnisse aufmerksam zu machen, die im Eingange des Artikels „Die Thermik der Binnenseen und das Klima“ (Petermanns Geogr. Mitteil. 1905) zu finden sind, weil sie in geographischen Kreisen leicht weitere Verbreitung finden könnten. Der Verfasser sagt da:

„Nun hat das Wasser an und für sich schon eine rund viermal so große Wärmekapazität als die Luft und nimmt also rund viermal so langsam an den Änderungen der Lufttemperatur teil. Weiter ist die Ein- und Ausstrahlung der Luftwärme in das Wasser und umgekehrt, ferner auch die Wärmeleitung zwischen Luft und Wasser, ebenso wie im Wasser selbst höchstwahrscheinlich sehr klein, obgleich das Wasser mit seinem Leitungskoeffizienten 0.0745 noch immer der beste nichtmetallische Leiter ist.“

Wenn es sich um die Wärmeabgabe der Luft an das Wasser handelt, ist nicht die Gewichtskapazität, sondern die Volumkapazität zu berücksichtigen, die nur 0.0003 gegen jene des Wassers ist, nicht etwa $^1/_4$. Das Wasser kann deshalb fast nur durch Wärmestrahlung erwärmt werden. Es müssen sehr große Luftvolumina ihre Wärme abgeben, um eine Wasserschicht merklich zu erwärmen.

[1]) Wahrscheinlich war der Wärmeaustausch in dem Jahre 1879/80 zu groß gegen das Mittel wegen des strengen Winters 1879/80. Übrigens liegen auch für die Ostsee keine mehrjährigen Mittel vor. Wie schwankend die Resultate nach Jahrgängen und Örtlichkeiten ausfallen können, darauf habe ich schon S. 377 hingewiesen. D. Red.

Digitized by Google

Das Wärmeleitungsvermögen des Wassers ist ferner sehr klein, und letzteres ist durchaus nicht der beste nichtmetallische Wärmeleiter. Der trockene Erdboden ist ein viel besserer Wärmeleiter als das Wasser, sowohl kalorimetrisch als thermometrisch (Temperaturfortpflanzungsvermögen). Die gleiche Wärmewelle dringt deshalb (durch Leitung) nur etwa 38 cm in das Wasser ein, dagegen 85 bis 100 cm in den festen Erdboden, die jährliche Wärmeschwankung (soweit beim Wasser Leitung allein in Betracht kommt) dringt in das Wasser nur etwa bis 730 cm ein, dagegen über 1600 cm in den Erdboden.

Es dürfte nicht unzweckmäßig sein, um der Wiederholung ähnlicher Mißverständnisse vorzubeugen, wie sie Hrn. Halbfass begegnet sind, hier einige thermische Konstanten zusammenzustellen über spezifische Wärme und Wärmeleitungsvermögen von Wasser, Erde und Luft und zum Vergleich auch von einem Metall (Eisen). Diese Konstanten finden sich auch in physikalischen Lehrbüchern meist nicht übersichtlich nebeneinandergestellt.

Spezifische Wärme.

	Gleiches Volum (Volumkapazität)	Gleiches Gewicht (Gewichtskapazität)
Wasser	1.00	1.00
Erdreich [1]) (Kalk, Quarz, Feldspat usw.)	0.50	0.20
Eisen	0.80	0.11
Luft	0.000307	0.238

Wärmeleitungsvermögen: cm^2/sec

	Thermometrisch [2])	Kalorimetrisch
Wasser	0.00135	0.00135
Erde (Königsberger Boden)	0.0090	0.0045
Eisen	0.208	0.166
Luft	0.176 [3])	0.000056

J. Hann.

Zunahme des Regenfalles mit der Seehöhe. Zur Sicherstellung des Wasserbedarfs der Stadt Edinburgh aus dem Talla-Reservoir, welches den oberen Zuflüssen des Tweed angehört, wurden im Einzugsgebiet des Reservoirs sieben Regenmesser in verschiedenen Seehöhen und in verschiedenen Lagen aufgestellt. Die Ergebnisse von 7jährigen Messungen 1896 bis 1902 finden sich im Detail mitgeteilt und diskutiert in den Proc. R. Soc. Edinburgh, Vol. XXV, p. 616 bis 636.

Wir wollen hier nur die Beziehungen zwischen Seehöhe und Niederschlagsmenge in diesem Gebiete ins Auge fassen. Die Regenmengen in den verschiedenen Seehöhen sind:

Regenmesser	6a	7a	1	5a	4	3	2
Höhe (m)	294	364	456	468	567	688	701
Regenmenge (mm)	1560	1210	1428	1877	1697	1676	1664

In diesen Zahlen gibt sich direkt keine Beziehung zwischen Niederschlagsmenge und Seehöhe zu erkennen. Es müssen demnach die orographischen Verhältnisse auch beachtet werden. Die Autoren ordnen deshalb die Regenmesser nach den Lagen in folgender Weise:

Regenmesser	Höhe	Mittlerer Regenfall	Zunahme in Proz. [4])	Zunahme pro 100 feet in Proz.
A. Regenmesser nahe der Wasserscheide, aber in den Depressionen zwischen den höchsten Teilen.				
1	456	1428	—	—
4	567	1697	18.9	5.3
B. Regenmesser an den höchsten Teilen der Wasserscheide.				
2	701	1664	37.3	2.6
3	688	1676	38.4	3.6
7a	364	1210	—	—
C. Regenmesser in den Tälern am Fuße der steilen Berghänge.				
5a	468	1877	20.4	3.6
6a	294	1560	—	—

[1]) Pfaundler fand für feuchten, humusreichen Boden 0.25 bis 0.40, Schlamm (2 bis 4 Proz. Wasser) 0.26 bis 0.28, für Flußsand 0.2 als Gewichtskapazität. Pogg. Ann. 1866.
[2]) Kalorimetrischer Koeffizient dividiert durch Dichte und Wärmekapazität (nach Gewicht).
[3]) Stefan: 0.250 bei konstantem Volum, hier aber für konstanten Druck.
[4]) Des Mittels, d. i. 1580 mm.

Digitized by Google

Bei Rücksicht auf die orographischen Verhältnisse kommt der Einfluß der Seehöhe nun ganz gut zur Geltung. Bei gleicher Lage, aber verschiedener Höhe nimmt durchschnittlich die Regenmenge um 3.8 Proz. des Mittels für das ganze Gebiet, d. i. hier um rund 60 mm pro 100 engl. Fuß (30.5 m), zu.

Die größte Regenmenge fällt nicht auf den Wasserscheiden, sondern am Grunde der tiefen Täler (bei geringer Höhe der umschließenden Gebirge, relativ 200 bis 400 m bloß). Nach der schönen beigegebenen Karte verläuft die Talrichtung im allgemeinen von NW nach SE, was wohl auch in Betracht kommen mag. J. H.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen an den beiden Ausgängen der Magalhaesstraße im Jahre 1904. Dem Jahrgange 1904 des Anuario del Servicio Met. de la Direccion des Territorio Maritimo (Tome V) entnehmen wir die folgenden Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf der Insel Evanjelistas am Westausgange der Magalhaesstraße und zu Punta Dungeness am Osteingange auf der patagonischen Seite der Straße. Die mittleren Ergebnisse der Jahre 1899/1902 findet man in dieser Zeitschrift 1904, S. 289, jene des Jahres 1903 im Jahrgange 1905, S. 130.

Auf der Insel Evanjelistas ist der tägliche Temperaturgang in den Monaten März—April abnorm. Man möchte Druckfehler vermuten, aber auch im Jahre 1903 war dasselbe der Fall (s. Z. 1905, S. 130).

Die täglichen Beobachtungen findet man in dem zitierten Anuario in extenso abgedruckt. Es würden sich manche bemerkenswerte klimatische Eigentümlichkeiten herauslesen lassen. Die Luftdruckschwankungen auf der Insel Evanjelistas sind sehr groß, die Jahresextreme waren 772.1 und 718.8. Auf den Temperaturunterschied usw. der beiden in ganz gleicher Breite gelegenen Orte haben wir schon 1904, S. 289 aufmerksam gemacht.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen
zu Evanjelistas, 52° 24′ südl. Br., 75° 06′ westl. L., 53 m.

1904	Luftdruck Mittel	Temperatur 8a	2p	9p	Mittel	Mittlere Extreme		Absolute Extreme		Relative Feuchtigkeit 8a	2p	9p	Regen Menge	Max.	Tage
Jan. . . .	747.7	9.0	9.7	9.2	9.3	10.3	6.9	13.0	4.8	96	97	97	379	56	29
Febr. . . .	48.6	8.8	9.7	8.8	9.0	10.1	7.1	15.8	3.8	94	93	95	114	16	24
März . . .	41.4	7.7	7.4	7.5	7.5	8.7	5.4	11.2	2.8	95	95	92	271	33	31
April . . .	47.5	8.3	7.8	8.2	8.1	9.6	6.3	12.6	3.4	96	95	95	106	14	24
Mai	48.5	5.3	5.9	5.4	5.5	6.7	3.9	11.8	0.2	94	93	94	133	30	21
Juni . . .	42.7	5.2	5.4	5.3	5.3	6.7	3.7	12.0	— 1.0	95	95	95	233	25	29
Juli . . .	49.1	2.3	3.0	2.6	2.6	3.7	1.2	7.6	— 1.8	94	93	93	101	20	20
Aug. . . .	44.3	4.8	5.3	4.8	4.9	6.0	3.1	8.2	0.4	94	93	95	227	33	29
Sept. . . .	40.0	4.8	5.6	4.8	5.0	6.3	2.9	9.0	1.2	93	94	94	214	21	28
Okt. . . .	45.9	5.2	6.3	5.5	5.6	7.2	3.6	13.6	0.6	95	95	96	217	47	30
Nov. . . .	42.9	5.8	6.7	6.0	6.1	7.6	4.0	10.0	2.0	96	94	95	250	37	29
Dez. . . .	50.5	8.8	9.9	9.3	9.3	11.0	7.4	21.2	5.4	95	93	95	164	32	23
Jahr . . .	745.8	6.3	6.9	6.4	6.5	7.8	4.6	21.2	— 1.8	95	94	95	2409	56	317
1904	zu Punta Dungeness, 52° 23′ südl. Br., 68° 25′ westl. L., 3 m.														
Jan. . . .	750.8	12.0	15.0	11.5	12.5	—	8.2	21.4	4.0	71	62	72	39	17	10
Febr. . . .	51.2	11.0	14.1	10.2	11.4	—	6.7	23.2	2.0	72	65	68	30	20	7
März . . .	45.6	9.0	11.8	8.3	9.3	—	4.9	20.2	2.0	69	65	69	23	8	6
April . . .	53.0	7.0	9.5	7.5	7.9	—	4.2	14.0	2.0	85	78	83	57	15	10
Mai	53.9	3.9	5.3	3.7	4.1	—	0.8	10.2	— 3.0	80	77	79	25	7	10
Juni . . .	49.2	3.5	4.8	3.2	3.7	—	0.2	9.4	— 4.0	79	74	79	18	5	9
Juli	53.8	0.5	1.7	0.3	0.7	—	— 1.0	5.6	— 4.6	78	70	77	44	12	9
Aug. . . .	50.2	2.3	4.1	2.2	2.7	—	— 0.6	8.0	— 3.0	85	81	82	29	8	10
Sept. . . .	46.7	3.1	5.8	3.5	4.0	—	1.6	7.8	— 2.0	81	76	80	10	8	3
Okt. . . .	50.4	5.6	8.5	5.5	6.3	9.5	2.9	14.2	1.0	69	64	74	3	3	1
Nov. . . .	48.4	8.2	10.5	8.6	9.0	12.5	4.1	18.2	1.2	68	65	68	19	10	11
Dez. . . .	54.5	9.9	10.4	9.9	10.0	13.7	6.8	19.6	3.0	80	71	79	61	20	10
Jahr . . .	750.6	6.3	8.5	6.2	6.8	—	3.2	23.2	— 4.6	76	71	76	358	20	96

J. H.

Bemerkenswerte Hagelformen. Am 23. Juni d. J. beobachtete ich hier im Mauerbachtale einen Hagelfall, welcher durch die Form zahlreicher mit herabgekommener „Schloßen" interessant war. Nach 2p zogen gleichzeitig von E und W Gewitterbildungen auf, und es bildete sich schließlich ein Hochgewitter über meinem Hause aus, welches einen wolkenbruchartigen Platzregen zur Folge hatte. Unter sehr zahlreichen und gewaltigen elektrischen

Digitized by Google

Entladungen fiel auch Hagel, anfänglich nur in der Größe von Erbsen, später aber auch von Haselnußgröße und darüber.

Als ich nach dem Unwetter den Garten betrat, fand ich unter dem stellenweise als Schicht liegenden Hagel Gebilde, wie ich sie doch noch nicht gesehen hatte. Es gab da zahlreiche keulenförmige und tropfenartige Gebilde.

Neben diesen Gebilden fand ich auch andere Schloßen von ungewöhnlicher Gestalt, die näherungsweise krapfenförmig, aber mit mehr oder minder zahlreichen Eiszäpfchen besetzt waren. Dadurch waren die Eisgebilde sternförmig, manche derselben sogar igelartig.

Diese Gebilde, sehr wahrscheinlich auch nur Aggregate von Hagelkörnern, waren in allen Fällen mehr flach, krapfenartig, teller- und scheibenförmig, und es erinnerten mich viele derselben an die sternförmig unregelmäßige Gestalt mancher Flügelschuppen der Schmetterlinge.

Aller gefallene Hagel, also auch die erwähnten Gebilde von ungewöhnlicher Gestalt, war glasig durchsichtig und ohne jenen, in den meisten Fällen zu beobachtenden weißen Kern, wie ihn Hagelkörner manchmal sehr auffallend zeigen. Erwähnen will ich es, daß die erwähnten abnormen Eisgebilde, welche ja zweifellos aus zusammengefritteten Hagelkörnern bestanden und nur durch Abschmelzen in wärmerer Luft die eigentümlichen spitzen Zäpfchen erhalten haben dürften, die Frittung auch beim Zerbrechen nicht erkennen ließen und homogenes Eis schienen. Die Größe der gefallenen Schloßen, die mir auch nicht unbedeutenden Schaden an Blumen, Obst und Gemüse verursachten und auch viel Laub und Zweige von den Bäumen schlugen, beweist der Umstand, daß sie bei einer Lufttemperatur von etwa 20° C auch noch nach einer Stunde zu finden waren.

Dr. Wahrmund Riegler in Hainbach bei Weidlingau.

Weitere Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Museum Goeldi in Pará. Im Jahrgang 1902, S. 36 dieser Zeitschrift haben wir eine Klimatabelle von Pará veröffentlicht, beruhend auf den von Prof. Dr. Goeldi installierten meteorologischen Beobachtungen am National-Museum in Pará von 1895 bis 1901. Seither ist eine neue Reihe von Beobachtungen und Registrierungen von Hrn. Dr. Goeldi uns übersandt worden, deren Ergebnisse ich in der Abhandlung: Zur Meteorologie des Äquators nach den Beobachtungen zu Pará am Museum Goeldi, II. Teil, in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie (Bd. CIV, Jan. 1905) mitgeteilt und diskutiert habe. Man findet daselbst ausführliche Tabellen der Mittelwerte und des täglichen Ganges des Luftdruckes, der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit. Die meteorologischen Aufzeichnungen lagen damals bis inkl. April 1904 vor. Seither hat mir Hr. Direktor Goeldi auch die Beobachtungen von Mai 1904 bis inkl. Dezember 1905 eingesandt, zudem Registrierungen des Luftdruckes, der Temperatur und Feuchtigkeit der letzten zwei Jahre. Ich habe jetzt leider nur die drei Terminbeobachtungen berechnen lassen können, für die Reproduktion der Autogramme fehlten mir die Mittel. Die folgenden Tabellen enthalten die Monats- und Jahresergebnisse der Terminbeobachtungen 1904 und 1905 (bis April 1904 sind die Originalaufzeichnungen zurückgestellt worden, daher für die Monate Januar—April inkl. einige Daten nicht konform mit den übrigen eingestellt werden konnten). Es liegen auch Beobachtungen einiger Monate einer Station Prata vor, deren Lage nicht angegeben ist. Eine bezügliche Anfrage an Hrn. Direktor Goeldi ist noch unbeantwortet geblieben [1]).

Es erschien mir ferner wünschenswert, an dieser Stelle auch die mittleren Monatsdaten der wichtigsten meteorologischen Elemente in extenso mitzuteilen, da von meiner zitierten zweiten Abhandlung über Pará in dieser Zeitschrift kein Auszug erschienen ist. In bezug auf detaillierte Angaben (Extreme usw.) muß ich auf diese Abhandlung verweisen. Nur die Jahresextreme des Luftdruckes und der Temperatur mögen noch hier Platz finden:

1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	Mittel
Jahresextreme des Luftdruckes: 700 mm +											
62.8	63.3	63.4	64.2	64.0	63.3	62.3	62.8	63.3	62.6	62.8	63.2
(55.8)	55.4	55.9	55.0	55.3	55.7	55.1	55.3	54.9	56.3	58.5	55.7
Jahresextreme der Temperatur:											
33.8	33.5	32.9	33.0	32.9	32.9	33.4	34.6	33.3	33.3	33.0	33.3
(19.5)	20.0	19.8	18.1	20.2	20.6	20.1	18.0	19.7	19.5	19.3	19.5

[1]) Ein Ort Prata liegt im Innern von Minas Geraes, NW von Uberaba, etwa 20° 35′ S, 48° 3′ W v. Gr.

Digitized by Google

Die meteorologischen Beobachtungen am National-Museum zu Pará liefern einen sehr wertvollen Beitrag zur Meteorologie des Äquators, und man muß Hrn. Direktor Goeldi für die Zustandebringung derselben sehr dankbar sein.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Pará im Jahre 1904.

1° 27′ SBr, 48° 29′ WL, 10 m.

	Luftdruck		Temperatur								
						Mittleres				Absolutes	
1904	Mittel	Schwkg.	7a	2p	9p	Mittel	Max.	Min.	Differenz	Max.	Min.
Januar .	758.6	3.8	23.3	27.9	24.3	25.0	29.8	22.2	7.6	31.5	20.9
Februar.	58.6	4.1	23.1	27.1	23.7	24.5	29.8	22.0	7.8	31.6	19.8
März . .	58.1	3.7	23.1	28.5	23.9	24.9	29.7	22.1	7.6	32.0	21.0
April . .	58.2	4.6	23.3	27.9	23.8	24.7	29.8	22.3	7.5	31.2	21.2
Mai. . .	59.2	4.9	23.4	29.3	24.1	25.2	30.3	22.2	8.1	31.7	21.2
Juni . .	60.9	4.1	23.1	29.5	23.9	25.1	30.7	22.0	8.7	32.0	20.9
Juli. . .	60.0	3.9	22.6	29.9	24.1	25.2	30.5	21.8	8.7	32.0	20.8
August .	60.8	3.4	22.2	30.1	24.2	25.2	30.3	21.3	9.0	31.5	20.2
Septbr. .	59.7	4.5	22.7	30.0	24.6	25.5	30.3	21.5	8.8	31.2	20.2
Oktober.	58.8	4.9	23.2	30.2	24.9	25.8	30.5	21.4	9.1	31.5	19.5
Novbr. .	59.1	4.6	23.4	30.3	25.4	26.1	31.3	21.1	10.2	32.7	20.0
Dezbr. .	59.0	3.6	23.6	30.6	25.8	26.4	31.6	22.2	9.4	33.3	21.0
Jahr . .	759.2	6.3	23.1	29.3	24.4	25.3	30.4	21.8	8.6	33.3	19.5

	Relative Feuchtigkeit					Bewölkung				Niederschlags-		Gewitter-
1904	7a	2p	9p	Mittel	Min.	7a	2p	9p	Mittel	Menge	Tage	tage
Januar .	99	81	97	92	—	—	—	—	7.4	353	26	8
Februar.	100	84	99	94	—	—	—	—	7.6	443	27	2
März . .	99	78	97	91	—	—	—	—	7.6	371	29	4
April . .	98	84	97	93	—	—	—	—	8.4	299	29	3
Mai. . .	100	75	99	91	60	5.5	7.2	7.0	6.6	340	27	20
Juni . .	100	70	98	89	63	3.8	6.0	7.3	5.7	201	27	15
Juli. . .	100	68	97	88	59	2.3	5.0	7.2	4.8	176	22	15
August .	100	66	96	87	56	1.5	4.8	6.8	4.4	60	19	14
Septbr. .	100	69	96	88	58	2.5	6.2	5.7	4.8	106	16	10
Oktober.	99	67	93	86	56	2.0	5.9	3.3	3.7	53	9	2
Novbr. .	98	68	90	85	38	1.8	6.4	2.6	3.6	11	4	4
Dezbr. .	99	71	89	86	55	3.8	6.7	2.3	4.3	55	11	8
Jahr . .	99	73	96	89	—	—	—	—	5.9	2468	246	105

Im Jahre 1905.

	Luftdruck		Temperatur								
						Mittleres				Absolutes	
1905	Mittel	Schwkg.	7a	2p	9p	Mittel	Max.	Min.	Differenz	Max.	Min.
Januar .	758.9	4.2	23.7	28.6	24.7	25.4	30.3	22.7	7.6	32.5	21.8
Februar.	59.0	4.9	23.1	28.8	23.8	24.9	29.9	22.2	7.7	32.0	21.2
März . .	59.0	4.1	23.5	27.7	24.1	24.8	29.7	22.7	7.0	31.2	21.2
April . .	58.9	4.8	23.8	29.9	24.6	25.7	31.1	22.7	8.4	32.5	21.0
Mai. . .	59.3	5.1	23.8	30.4	24.5	25.8	31.5	22.8	8.7	32.9	21.4
Juni . .	59.8	5.6	23.4	30.3	24.2	25.5	31.2	22.5	8.7	32.5	21.2
Juli. . .	60.5	3.7	23.0	30.4	24.8	25.7	31.1	22.3	8.8	32.6	20.3
August .	60.2	4.4	22.8	30.3	24.5	25.5	30.7	21.8	8.9	31.6	19.3
Septbr. .	59.4	4.3	23.1	30.6	25.0	25.9	31.1	21.8	9.3	32.1	20.9
Oktober.	58.8	4.5	23.2	30.3	24.7	25.7	30.7	21.6	9.1	32.2	20.2
Novbr. .	58.6	5.0	24.0	30.4	25.8	26.5	31.2	22.4	8.8	32.6	21.0
Dezbr. .	58.8	4.6	23.7	30.4	25.1	26.1	31.4	22.4	9.0	33.0	21.1
Jahr . .	759.3	6.8	23.4	29.8	24.6	25.6	30.8	22.3	8.5	33.0	19.3

	Relative Feuchtigkeit					Bewölkung				Niederschlags-		Gewitter-
1905	7a	2p	9p	Mittel	Min.	7a	2p	9p	Mittel	Menge	Tage	tage
Januar .	100	87	98	95	60	7.5	7.8	5.2	6.8	311	25	14
Februar.	100	81	99	93	61	6.8	7.8	7.6	7.4	313	26	9
März . .	100	87	99	95	68	8.3	8.5	7.3	8.0	460	31	8
April . .	100	74	99	91	63	5.5	6.9	7.4	6.6	249	26	14
Mai. . .	100	72	98	90	61	4.4	5.6	7.5	5.8	271	23	14
Juni . .	99	69	98	89	61	2.9	5.5	7.6	5.3	305	29	13
Juli. . .	100	66	97	88	59	2.8	4.7	5.6	4.4	134	16	7
August .	100	74	99	91	63	2.1	5.3	6.3	4.6	92	19	18
Septbr. .	98	69	94	87	62	2.1	5.8	4.3	4.1	72	11	9
Oktober.	94	71	95	87	53	1.4	6.0	3.1	3.5	120	18	7
Novbr. .	96	70	92	86	58	3.1	6.9	2.2	4.1	36	6	2
Dezbr. .	98	71	93	87	50	5.6	7.0	4.1	5.6	116	17	7
Jahr . .	99	74	97	90	50	4.4	6.5	5.7	5.5	2479	247	122

Digitized by Google

Resultate der meteorologischen Beobachtungen zu Prata (Brasilien) im Jahre 1905.

1905	Temperatur 7a	2p	9p	Mittel	Mittleres Max.	Mittleres Min.	Differenz	Absolutes Max.	Absolutes Min.	Niederschlags- Menge	Tage	Max.
Jan. . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	159	11	31
Febr. . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	203	22	47
März . .	23.2	26.9	23.9	24.5	28.5	22.8	5.7	31.0	20.0	862	31	88
April . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	231	24	24
Mai . . .	24.4	28.5	25.8	26.1	—	—	—	30.5	23.0	258	27	18
Juni . .	24.5	28.4	25.8	26.1	29.1	23.2	5.9	30.0	22.0	209	27	35
Juli . . .	22.9	28.5	25.4	25.5	29.3	22.0	7.3	30.0	20.0	106	20	18
Aug. . .	22.7	28.7	25.8	25.7	29.7	21.9	7.8	30.5	21.0	222	18	38
Sept. . .	22.7	28.9	26.0	25.9	29.9	22.0	7.9	30.5	21.0	48	7	18
Okt. . .	22.6	29.0	26.2	26.0	29.9	22.1	7.8	31·0	21.0	35	6	12
Nov. . .	22.8	29.6	26.9	26.5	30.5	22.5	8.0	31.5	22.0	39	3	23
Dez. . .	22.9	29.1	26.1	26.0	30.2	22.2	8.0	31.0	21.0	78	15	24
Jahr . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2450	211	88

Pará. Monatsmittel der meteorologischen Elemente, nach den Beobachtungen am Museum Goeldi.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Luftdruck 700 mm +													
1895	—	—	—	—	—	—	60.8	59.5	59.4	58.6	58.8	58.0	—
1896	58.9	59.3	58.6	58.6	59.9	60.6	61.2	60.6	59.5	59.1	57.8	58.7	59.38
1897	58.5	59.6	58.7	59.7	59.3	60.6	60.7	60.3	60.2	59.2	57.9	58.4	59.43
1898	58.5	58.0	57.5	59.3	59.9	60.3	60.8	60.6	60.1	59.4	58.1	59.1	59.31
1899	59.1	59.6	59.1	59.4	60.2	60.9	60.0	60.2	60.5	59.2	58.7	58.3	59.59
1900	58.0	59.3	58.8	59.0	59.4	60.9	60.0	60.4	59.9	58.7	58.4	58.8	59.31
1901	58.8	59.4	59.2	58.9	59.1	60.0	59.7	59.9	59.6	58.7	58.2	57.8	59.10
1902	58.4	59.2	58.1	58.6	59.5	60.1	60.6	60.1	59.8	59.9	58.3	58.8	59.28
1903	58.8	59.8	59.7	58.5	59.6	60.5	60.9	60.2	60.5	59.4	58.4	57.7	59.42
1904	58.6	58.6	58.1	58.2	59.2	60.9	60.0	60.8	59.7	58.8	59.1	59.0	59.25
1905	58.9	59.0	59.0	58.9	59.3	59.8	60.5	60.2	59.4	58.8	58.6	58.8	59.27
Mittel	58.65	59.18	58.68	58.91	59.54	60.46	60.47	60.25	59.87	59.07	58.39	58.49	59.33
Temperatur:													
1895	—	—	—	—	—	—	25.9	25.7	26.2	26.4	26.5	26.2	—
1896	25.2	25.0	25.1	25.2	26.0	25.7	25.7	25.6	26.1	26.3	26.7	26.4	25.7
1897	25.7	24.9	25.4	25.3	26.0	25.8	25.5	25.9	25.7	25.9	26.0	26.0	25.7
1898	25.2	24.6	25.7	25.5	25.4	25.5	25.3	25.5	25.3	25.8	26.1	25.5	25.4
1899	24.8	24.2	24.6	24.7	25.0	25.6	25.8	26.0	25.7	26.1	26.6	26.1	25.4
1900	25.8	25.7	25.8	26.2	26.6	25.9	25.6	25.9	26.0	26.5	26.3	25.7	26.0
1901	25.4	25.4	25.1	25.4	25.8	26.4	25.9	26.2	26.4	26.5	26.8	27.0	26.0
1902	25.8	25.8	25.7	25.8	26.2	26.1	25.6	25.8	26.0	26.2	26.9	26.1	26.0
1903	25.6	25.0	25.6	25.9	26.0	25.9	25.6	25.8	25.7	26.0	26.5	25.9	25.8
1904	25.0	24.5	24.9	24.7	25.2	25.1	25.2	25.2	25.5	25.8	26.1	26.4	25.3
1905	25.4	24.9	24.8	25.7	25.8	25.5	25.7	25.5	25.9	25.7	26.5	26.1	25.6
Mittel	25.4	25.0	25.3	25.4	25.8	25.7	25.6	25.7	25.9	26.1	26.5	26.1	25.7
Niederschlagsmenge:													
1895	—	—	—	—	—	—	—	117	56	96	50	139	—
1896	242	297	483	319	226	125	98	305	56	50	33	189	2423
1897	263	460	420	481	250	150	223	83	197	133	156	110	2926
1898	377	316	271	296	311	192	117	40	84	65	31	263	2363
1899	414	406	438	411	404	93	148	112	139	132	33	99	2829
1900	296	331	312	221	155	227	231	126	106	43	45	286	2379
1901	390	385	428	434	280	161	160	96	50	83	114	63	2644
1902	360	232	265	244	211	178	133	163	68	89	14	92	2049
1903	256	399	336	172	210	171	109	100	120	14	6	133	2026
1904	353	443	371	299	340	201	176	60	106	53	11	55	2468
1905	311	313	460	249	271	305	134	92	72	120	36	116	2479
Mittel	326	358	378	313	266	180	153	118	89	80	48	131	2440
Bewölkung:													
Mittel 1895-1905	6.6	7.1	7.4	7.0	5.9	4.7	4.3	3.8	3.6	3.4	3.6	5.0	5.2
Niederschlagstage:													
„	26.6	26.1	28.5	26.4	23.1	22.0	18.7	16.7	15.1	12.7	9.4	18.5	243.8
Gewittertage:													
„	15.1	13.8	17.8	17.7	16.1	12.7	12.5	13.9	10.8	7.7	5.5	12.5	156.1

J. H.

Digitized by Google

Der tägliche Gang des Regenfalles und die Maxima desselben auf Java. Die Observations made at the Royal Magn. and Met. Observ. at Batavia enthalten in den letzten drei Jahrgängen 1902, 1903 und 1904 die stündlichen Regensummen für die drei Stationen Batavia und Buitenzorg in Westjava, und für Pasuruan im relativ trockenen Ostjava (an der Küste, südlich der Insel Madura). Buitenzorg ist eine der regenreichsten Stationen, mit 436 cm im Mittel 1902/1904, Pasuruan hatte bloß 114 cm. Zu Batavia fielen in den vier Monaten Juli/Oktober 288 mm, zu Buitenzorg 1146 mm, zu Pasuruan nur 40 mm, gewiß gewaltige Unterschiede. Es war daher von Interesse, den täglichen Gang des Regenfalles aus den gleichen drei Jahrgängen für diese drei Stationen nebeneinander zu stellen, was in der folgenden Tabelle geschehen ist.

Man sieht zunächst, daß sich Buitenzorg und Pasuruan weniger unterscheiden im täglichen Gange des Regenfalles, als Batavia und Buitenzorg. Batavia hat viel stärkere Nachtregen, 10^p bis 10^a 39 Proz., Buitenzorg 10 Proz., Pasuruan 12 Proz.; von 10^h bis 4^h Batavia 27, Buitenzorg 7, Pasuruan 10 Proz. Es ist eben auch die Lage an der Küste, welche die Nachtregen so begünstigt. Dagegen fallen nachmittags von 2^h bis 8^h zu Batavia 38 Proz., zu Buitenzorg 68 Proz., zu Pasuruan 70 Proz. des gesamten Regenfalles des Jahres. Die Vormittagsregen fehlen dagegen zu Pasuruan fast ganz, es fallen da von 2^h bis 8^a nur 3 Proz., zu Buitenzorg 5 Proz., zu Batavia 19 Proz.

Wenn einmal mehr Jahrgänge vorliegen, wird es sich sehr lohnen, diese Verhältnisse nach den Jahreszeiten zu untersuchen, speziell für die Periode des Monsuns, Dezember bis März, und für die regenarme Zeit Juni bis Oktober. Die Nachmittagsregen werden da in Buitenzorg und Pasuruan wohl noch mehr überwiegen.

Auch die Unterschiede in den einzelnen Jahrgängen sind zu beachten. Im Jahre 1904 fielen von Mitternacht bis 2^h zu Batavia 17.8 Proz., gleichzeitig zu Buitenzorg nur 0.7 Proz. der Jahresmenge, zu Pasuruan dagegen doch 7.0 Proz., so daß die Übereinstimmung der weit voneinander entfernten beiden Küstenorte größer war, als die zwischen den ganz benachbarten Orten Batavia und Buitenzorg, welch letzteres mehr im Inneren am Bergabhang gelegen.

In den zitierten Jahrbüchern werden auch alle Regenfälle, welche eine Intensität von mindestens 1 mm pro Minute erreichten, speziell angeführt als Wolkenbrüche (cloudbursts).

Wir haben die intensivsten Regen an den drei Stationen in den einzelnen Jahrgängen aufgesucht und stellen sie hier vergleichend zusammen.

		Pro Minute	Dauer Minuten	Summe mm
1902				
Batavia	14. Februar . . .	1.56	90	140
Buitenzorg	11. November . .	2.50	12	30
„	20. „ . .	2.30	10	23
„	18. „ . .	2.22	27	60
„	10. Oktober . . .	2.09	32	67
Pasuruan kein Wolkenbruch.				
1903				
Batavia	26. April	1.65	24	39.5
„	25. Juli	1.90	58	110.0
Buitenzorg	21. September . .	1.80	35	63.0
„	2. August	1.67	63	105.3
Pasuruan	8. Mai	1.99	10	19.9
„	18. Dezember . .	1.94	29	56.4
„	8. Februar . . .	1.81	36	65.0
1904.				
Batavia	11. Februar . . .	2.20	5	11.0
„	19. August	1.72	36	61.9
„	30. März	1.59	32	51.0
Buitenzorg	29. September . .	2.29	18	41.3
„	31. Oktober . . .	2.00	44	88.0
„	28. November . .	1.95	8	15.6
Pasuruan	19. Dezember . .	2.05	6	12.3
„	9. Februar . . .	1.70	6	10.2
„	21. Mai	1.53	42	64.1

Am 10./11. Februar 1904 fielen in Batavia 169 mm in 9 Stunden, von 10^h abends bis 7^h morgens.

Digitized by Google

Zu Pasuruan 73 mm in einer Stunde am 11. März.

Diese Daten bestätigen, was Hr. Woeikof letzthin in dieser Zeitschrift, S. 439, gesagt hat. Die tropischen Regengüsse unterscheiden sich von unseren stärksten Sommerregengüssen keineswegs durch ihre Intensität, bezogen auf eine Minute Dauer, sondern zumeist durch die Dauer der sehr starken Regen (140 mm in $1^1/_2$ Stunden, 110 in 58 Minuten). 60 bis 70 mm in einer halben Stunde können auch bei uns vorkommen, sind aber doch seltener. Die größte Intensität pro Minute in den drei Jahren an drei Stationen, d. i. 2.5 mm oder 30 mm in 12 Minuten, kommt auch in Mitteleuropa vor.

Täglicher Gang des Regenfalles in Prozenten der Tagessumme.

	Batavia 6° 11′ SBr., 106° 50′ E.v.G. 7 m			Buitenzorg 6° 35′ SBr., 106° 49′ E.v.G. 285 m			Pasuruan 7° 58′ SBr., 112° 55′ E.v.G. 4 m			Batavia	Buitenzorg	Pasuruan
	1902	1903	1904	1902	1903	1904	1902	1903	1904	Mittel 1902/1904		
Mittn. — 2a	8.4	17.8	6.0	2.1	0.7	2.3	2.9	7.0	3.4	11	2	4
2— 4	7.3	6.3	8.6	1.8	1.8	1.9	1.1	1.6	1.5	7	2	1
4— 6	7.5	4.7	5.9	1.2	0.6	2.1	1.4	1.3	0.6	6	1	1
6— 8	4.1	2.6	3.9	1.0	0.5	0.9	0.7	0.2	0.1	4	1	0
8—10	1.2	2.7	3.1	1.4	1.1	0.8	0.3	1.0	0.1	2	1	1
10—12	3.2	5.1	2.5	2.2	0.7	2.0	6.7	0.0	0.9	4	2	3
12— 2p	7.9	9.0	8.1	8.2	10.3	11.3	8.0	2.5	5.4	8	10	5
2— 4	10.0	9.3	12.3	14.9	19.9	23.1	20.9	15.9	19.3	10	19	19
4— 6	15.7	10.9	17.9	32.3	28.7	23.9	24.9	30.8	33.7	15	28	30
6— 8	11.4	11.9	14.1	21.4	24.4	16.9	20.3	24.3	17.7	13	21	21
8—10	13.2	8.4	11.2	9.7	8.8	10.9	7.5	10.9	11.2	11	10	10
10—Mittn.	10.1	11.3	6.4	3.8	2.5	3.9	5.3	4.5	6.1	9	3	5
Niederschlagsmenge.												
Januar	323	173	205	449	490	416	138	150	221	234	452	170
Februar	479	630	409	482	334	456	277	299	192	506	424	256
März	281	167	201	591	275	176	180	313	285	216	347	259
April	107	171	114	539	402	206	3	167	32	131	382	67
Mai	96	163	135	394	372	590	16	138	154	131	452	103
Juni	48	34	230	73	212	391	3	7	28	104	225	13
Juli	7	123	145	11	402	311	0	39	48	92	241	29
August	5	0	102	187	187	344	0	0	18	36	239	6
September	0	81	75	35	411	387	0	0	0	52	278	0
Oktober	19	97	209	606	377	781	0	3	11	108	588	5
November	63	88	185	545	221	313	1	75	24	112	360	33
Dezember	75	94	164	313	303	501	145	339	111	111	372	198
Jahr	1503	1821	2174	4225	3986	4872	763	1530	1124	1833	4360	1139
Niederschlagstage.												
Januar	25	13	22	27	23	27	21	15	16	20.0	25.7	17.3
Februar	26	23	24	23	25	28	24	20	22	24.3	25.3	22.0
März	23	18	21	25	26	23	13	19	18	20.7	24.7	16.7
April	9	14	11	24	25	21	4	13	14	11.3	23.3	10.3
Mai	8	16	15	17	21	24	4	9	14	13.0	20.7	9.0
Juni	6	9	11	13	16	19	1	4	7	8.7	16.0	4.0
Juli	3	5	13	5	14	21	0	1	4	7.0	13.3	1.7
August	4	1	11	13	6	22	0	0	3	5.3	13.7	1.0
September	0	6	7	8	17	17	0	0	1	4.3	14.0	0.3
Oktober	4	14	21	16	26	30	0	1	3	13.0	24.0	1.3
November	12	20	13	23	27	27	2	11	3	15.0	25.7	5.3
Dezember	15	21	21	28	23	30	12	23	14	19.0	27.0	16.3
Jahr	135	160	190	222	249	289	81	116	119	161.6	253.4	105.2

J. Hann.

Abnormes Regenwetter! Vom 16. zum 22. Sept. 1906 haben wir im Neutratal ein siebentägiges Regenwetter gehabt, das seit 41 Jahren, seit an der hiesigen Station Regenmessungen vorgenommen werden, in solcher Stärke nicht vorgekommen ist, denn es wurden im ganzen 118 mm gemessen, während bisher das Maximum eines „zusammenhängenden Regenwetters" 108 mm war, und zwar vom 1. bis 9. Mai 1880, worin vom 7. Mai ein Gewitterregen mit inbegriffen war von 80 mm, der im Journal als „Phänomenaler Wolkenbruch" bezeichnet ist. Das diesmalige Regenwetter hat in der Nacht vom 15. zum 16. begonnen und ergab bis zum 16. abends 53 mm, von da bis zum 17. früh weitere 34 mm, mithin binnen 32 Stunden volle 87 mm Regen, und zwar nicht als Gewitterregen, sondern als stiller, dichter Regen, sogar ohne allen heftigen Gußregen. Die Regenmenge an einem Tage ist nur am 6. Juli 1885 durch einen Gewitterregen mit 92 mm übertroffen worden, der

Digitized by Google

gleichfalls als „Phänomenaler Wolkenbruch“ verzeichnet ist. Die stärksten Regen sind hier gewesen: als Gewitterregen 3 mal über 50 mm, 8 mal über 40 mm; als Nicht-Gewitterregen 3 mal über 50 mm, 5 mal über 40 mm, zusammen 6 mal über 50 mm, 13 mal über 40 mm. Zu bemerken wäre noch, daß am 15. Februar 1904 unweit der hiesigen Station im Gebirge der Gemarkungen der Ortschaften Tökés-hjfalu, Janofalu und Kolos ein lokaler Wolkenbruch niedergegangen ist, dessen Wassermengen allerdings weit größer waren, denn im ersteren Orte wurde der Regen bei übergelaufenem Regenmesser auf 160 mm geschätzt (140 mm waren gemessen worden); an der hiesigen Station gab es damals nur 30 mm.

Ausweis der stärksten Niederschläge von 1866 bis 1906, binnen 24 Stunden über 40 mm.

Ohne Rücksicht, ob ohne od. mit Gewitter				Gewitter-Regengüsse				Regengüsse ohne Gewitter			
Jahr	Monat	Datum	mm	Jahr	Monat	Datum	mm	Jahr	Monat	Datum	mm
1885	Juli	6	92	1885	Juli	6	92	1906	Septbr.	16	53
1880	Mai	7	80	1880	Mai	7	80	1873	Mai	5	51
1882	August	16	55	1882	August	16	55	1891	Juli	21	51
1906	Septbr.	16	53	1876	August	25	47	1885	Juni	22	49
1873	Mai	5	51	1875	Juli	10	46	1876	Februar	4	48
1891	Juli	21	51	1900	Juli	7	44	1888	Oktober	5	44
1885	Juni	22	49	1875	August	7	43	1873	März	1	43
1876	Februar	11	48	1891	August	20	42	1876	Novbr.	28	40
1876	August	25	47	1874	Juni	29	42				
1885	Juli	10	46	1877	Juli	13	41				
1888	Oktober	5	44	1878	August	7	40				
1900	Juli	7	44								
1873	März	1	43								
1875	August	7	43								
1874	Juni	29	42								
1891	August	20	42								
1877	Juli	13	41								
1878	August	7	40								
1876	Novbr.	28	40								

Nach Monaten:

Januar, April, Dezember kein einziger;
Februar, März, September, Oktober, November je 1 = 5;
Mai, Juni je 2 = 4;
Juli, August je 5 = 10.
Gewitterregen nur im Mai u. Juni je 1, im Juli 4 u. im Aug. 5.

Nach Jahren:

1866—1872 kein einziger; 1873 = 2; 1874 = 1; 1875 = 1; 1876 = 3; 1877 = 1; 1878 = 1; 1879 kein einziger; 1880 = 1; 1881 kein einziger; 1882 = 1; 1883 und 1884 kein einziger; 1885 = 3, 1886 und 1887 kein einziger; 1888 = 1; 1889 und 1890 kein einziger; 1891 = 2; 1892—1899 kein einziger; 1900 = 1; 1901—1905 kein einziger; 1906 = 1. In 28 Jahren = 0; 9 Jahren = 1; 2 Jahren = 2; 2 Jahren = 3.

Zusammenhängende Regen über 60 mm.

Jahr	Monat	Datum	mm	Jahr	Monat	Datum	mm	Jahr	Monat	Datum	mm
1906	Septbr.	16/22	118	1874	Juni	29/30	81	1903	Juli	6/11	70
1880	Mai	1/9	108	1903	Septbr.	10/18	77	1868	Februar	1/9	68
1888	Oktober	4/9	96	1900	Juli	5/9	75	1882	August	15/18	66
1885	Juli	5/6	93	1902	Juni	14/24	70	1875	August	5/7	62

Friesenhof.

S. P. Langleys wissenschaftliche Arbeiten. Auf S. 162 dieser Zeitschrift haben wir einen ganz kurzen Nekrolog auf Langley gebracht. In der Naturwiss. Rundschau vom 30. August 1906 (Jahrg. XXI, S. 449/450) findet sich eine eingehendere Darstellung der wissenschaftlichen Verdienste Langleys von E. Pringsheim, welche wir hier wiedergeben, mit Hinweglassung des Einganges, welcher der Schilderung der Persönlichkeit Langleys und seiner Verdienste als Sekretär der Smithsonian Institution gewidmet ist.

Zur wissenschaftlichen Forschung gelangte Langley erst verhältnismäßig spät. Geboren am 22. August 1834 in Roxbury, Massachusetts, verließ er im Jahre 1851 als Graduierter die Boston High School und studierte Ingenieurwissenschaften und Architektur, welche Fächer er später praktisch ausübte. Gleichzeitig aber widmete er sich emsig dem Studium der Astronomie, zu der ihn ein angeborenes Interesse hinzog. In den Jahren 1864 und 1865 machte er Reisen in Europa, besuchte Sternwarten und gelehrte Anstalten, und bei seiner Rückkehr, also im Alter von 31 Jahren, entschloß er sich, sein Leben der Wissenschaft zu weihen. Nach kurzer Tätigkeit als Assistent am Harvard College und an der Marineakademie in Annapolis wurde er schon 1866 Direktor des Alleghany-Observatoriums in Pittsburg, von wo er 1887 als Sekretär der Smithsonian Institution nach Washington übersiedelte.

Digitized by Google

In Pittsburg legte er den Grund zur Einführung eines einheitlichen Zeitdienstes für ganz Nordamerika, und so ist er der erste und tatkräftigste Pionier der für den amerikanischen Verkehr hochwichtigen Einführung der Normalzeit an Stelle der früher üblichen Ortszeit geworden. Bedeutungsvoller für ihn und für die Wissenschaft aber ist seine Pittsburger Zeit dadurch geworden, daß sich Langley dort zuerst eingehend dem Studium der Sonne zuwandte. Er machte zahlreiche Beobachtungen besonders über Sonnenflecke und nahm an mehreren amerikanischen Expeditionen zur Beobachtung totaler Sonnenfinsternisse teil, so noch zuletzt im Jahre 1900. Aber sein Hauptverdienst war die Erkenntnis von der großen Bedeutung, welche dem ultraroten Teile des Sonnenspektrums zukommt, und die grundlegenden Arbeiten auf diesem Gebiete sichern seinem Namen einen dauernden Ehrenplatz in der Ruhmeshalle der physikalischen Wissenschaften. Der erste Schritt auf diesem Wege war die Konstruktion des Bolometers im Jahre 1880. Wenn auch das Prinzip dieses empfindlichen Strahlungsmessers schon 30 Jahre früher durch Svanberg ausgesprochen und zu Messungszwecken verwendet worden war, so gebührt doch Langley unstreitig das Verdienst, dieses Instrument durch scharfsinniges Erfassen seiner Bedingungen und durch mechanisches Geschick zu einem der wertvollsten Hilfsmittel experimenteller Forschung gemacht zu haben. Und es ist wohl über jeden Zweifel erhaben, daß er unabhängig von Svanberg auf diese Erfindung gekommen ist, zumal überhaupt seine Kenntnis der deutschen wissenschaftlichen Literatur nicht sehr umfassend gewesen zu sein scheint. Wenigstens ist ihm mehrfach nachgewiesen worden, daß er in deutscher Sprache geschriebene Arbeiten nicht genügend berücksichtigt habe. So hat er sich auch die wesentlichen Verbesserungen, welche deutsche Forscher dem Bolometer gegeben haben, in seinen späteren Arbeiten nicht zunutze gemacht, obwohl er dadurch manche Schwierigkeiten, die ihm bei Herstellung seiner „Bologramme“ störend entgegengetreten sind, leichter hätte überwinden können.

Mit dem Bolometer hatte Langley das Instrument gewonnen, welches ihm ermöglichte, die Untersuchung des ultraroten Sonnenspektrums mit einer Genauigkeit und in einer Ausdehnung durchzuführen, die man bis dahin nicht für möglich gehalten hätte. Aber auch viele andere Hilfsmittel mußte er sich selbst schaffen; er mußte ein empfindliches Galvanometer konstruieren und die Dispersion des Steinsalzes messen, um aus der Ablenkung der Strahlen in dem von ihm benutzten Steinsalzprisma auf die Wellenlänge schließen zu können. Mit unglaublicher Zähigkeit hat Langley sein Problem verfolgt, unermüdlich in der Verbesserung der Apparate und Methoden und in der Überwindung von Schwierigkeiten aller Art gelangte er in mehr als 20jähriger rastloser Arbeit zu immer schöneren und bedeutungsvolleren Resultaten, die er bis an sein Lebensende niemals als abgeschlossen betrachtete. Durch die berühmte Expedition auf den Mount Whitney in Kalifornien gelangte er 1881 zu der Erkenntnis, welch ungeheure Absorption die Erdatmosphäre auf die Sonnenstrahlung ausübt, und daß das Sonnenspektrum zu sehr viel größeren Wellenlängen sich ausdehnt, als man bisher hatte ahnen können. So erschloß er der Wissenschaft ein ganz neues Gebiet von gewaltiger Ausdehnung und Bedeutung, das Gebiet der langen Wellen. Die Krönung seines Werkes bildet die automatische Aufnahme des Energiespektrums der Sonne, bei welcher in außerordentlich sinnreicher Weise photographische Aufzeichnungen der Energiekurve, sogenannte Bologramme, gewonnen werden. Diese geben für die vor Langley fast ganz unbekannte, gewaltig ausgedehnte Region zwischen 0.8 und 5 μ ein genaueres und eingehenderes Bild des Sonnenspektrums, als wir es für das kleine, dem Auge wahrnehmbare Intervall von etwa 0.4 bis 0.8 μ besitzen. Denn während wir uns bei der Beobachtung mit dem Auge oder bei photographischer Wiedergabe im sichtbaren und ultravioletten Teile des Sonnenspektrums damit begnügen müssen, die Wellenlängen der Fraunhoferschen Linien mit möglichster Genauigkeit zu messen, die Größe der Absorption aber, welcher diese Linien ihren Ursprung verdanken, höchstens ganz oberflächlich schätzen können, geben die Bologramme ein genaues Maß für die Größe dieser Absorption und für die Art und Weise, wie die Energie der Strahlung innerhalb der Fraunhoferschen Linien und in dem Zwischenraume zwischen zwei solchen Linien variiert. Über 700 neue Fraunhofersche Linien hat Langley so im ultraroten Teile des Sonnenspektrums entdeckt und quantitativ erforscht. Wenn es gelänge, alle uns bekannten Spektren, auch im sichtbaren und ultravioletten Teile, in Gestalt von Energiekurven nach Art der Bologramme darzustellen, so wäre dadurch die Spektroskopie auf eine ungleich höhere Stufe

Digitized by Google

gehoben, das Bild des Spektrums und seiner Energieverteilung wäre nicht mehr einem flüchtigen Kroki, sondern einer genauen Landesaufnahme vergleichbar. Das von Langley spektralbolometrisch untersuchte Gebiet der Sonnenstrahlung reicht aber noch weit über die Grenzen hinaus, welche bisher der automatischen, in den Bologrammen niedergelegten Messung zugänglich waren, es geht bis zu 8 μ. Auch beschränkten sich Langleys Beobachtungen nicht auf die Sonnenstrahlung, sondern er zog auch strahlende irdische Körper in das Bereich seiner Untersuchungen. Bekannt ist seine Arbeit über das billigste Licht (gemeinschaftlich mit Very, 1890), das Licht des Glühwurms, welcher bei gleicher Lichtstärke etwa 400 mal weniger Wärme aussendet als die besten künstlichen Lichtquellen. Die von Langley angestrebte dauernde Registrierung des Energiespektrums der Sonne verspricht wichtige Aufschlüsse über die Sonnenstrahlung und ihre Konstanz, sowie über die Absorption in der Erdatmosphäre zu geben, und schon jetzt läßt sich mit Sicherheit erwarten, daß diese Beobachtungen neue und ungeahnte Fortschritte für die Meteorologie und die Kenntnis des Klimas und seiner Schwankungen bringen werden. So werden seine Methoden auch noch nach dem Tode ihres Schöpfers der Menschheit wichtige Dienste leisten, und es ist zu hoffen, daß sich die Mittel finden werden, um diese grundlegenden Untersuchungen an günstiger Stelle an einem geeigneten Observatorium dauernd fortzuführen. Durch die Arbeiten Langleys hat nicht bloß die Lehre von der Sonnenstrahlung, sondern das Studium der strahlenden Wärme und der Strahlung überhaupt einen neuen Aufschwung genommen, und wir können es nur mit Genugtuung begrüßen, daß dieser Aufschwung seine Fortsetzung und mächtige Steigerung durch deutsche Forschertätigkeit gefunden hat.

Noch ein anderes Problem hat Langley lange Jahre, ja schon von den Tagen seiner Kindheit an, beschäftigt. War die Frage nach der ultraroten Sonnenstrahlung eine rein wissenschaftliche, so war jenes andere Problem ein eminent praktisches, dessen Lösung eine vollständige Umwälzung des gesamten menschlichen Lebens bedeuten würde, das vielumstrittene Problem der Flugmaschine. Als echter Naturforscher ging Langley auch dieser Frage zuerst mit rein wissenschaftlichen Mitteln zu Leibe. Die Resultate seiner physikalischen Versuche über den Luftwiderstand hat er in den Jahren 1891 und 1893 in zwei Abhandlungen niedergelegt, in denen er zeigte, daß horizontal bewegte Flächen viel leichter in der Luft schwebend zu erhalten sind als ruhende, und daß dies mit zunehmender Geschwindigkeit immer leichter wird. Im Gegensatz zu allen anderen Fortbewegungsmitteln würde also die Flugmaschine einen um so besseren Nutzeffekt geben, je größer die Geschwindigkeit der Fahrt ist. Er kommt zu dem Schlusse, daß es möglich sein müsse, mit Hilfe der Dampfmaschine mechanische Flugmaschinen zu treiben, da eine Pferdekraft, richtig angewendet, genüge, eine Masse von 100 Kilo bei einer horizontalen Geschwindigkeit von 20 m in der Sekunde in der Luft schwebend zu erhalten. Im Jahre 1896 gab er einen kurzen Bericht über gelungene Flugversuche mit einem mechanischen Flugapparat von 11 Kilo Gewicht, welcher durch eine kleine, sehr leichte Dampfmaschine von etwa einer Pferdekraft getrieben wurde und sich durch eigene Kraft etwa 25 m hoch erhob, um dann nach Erschöpfung des Dampfes sanft ohne Stoß zu landen. Über die Bedeutung dieser Maschine und ihres im ganzen $1^1/_2$ Minuten währenden Fluges ein sicheres Urteil abzugeben, ist bei dem Mangel jeder genaueren Beschreibung unmöglich. Aber Langleys wissenschaftliche Beiträge zum Flugproblem behalten sicher ihren Wert, und wenn diese uralte Sehnsucht des Menschengeschlechtes dereinst erfüllt sein wird, so wird die dankbare Nachwelt unter den Vorläufern der großen Erfindung auch den Namen Langley zu nennen haben.

Sicherer aber ist ihm der Dank der wissenschaftlichen Welt für die gewaltigen neuen Erkenntnisse, die er uns auf dem Gebiete der Strahlung geschenkt hat. Hier hat er eines der glänzendsten Beispiele dafür gegeben, daß große Erfolge in der Wissenschaft nicht allein durch geniale Intuition errungen werden können, sondern auch durch klares Erfassen und unermüdliches Verfolgen eines großen Problems.

Prof. Dr. Daublebsky v. Sterneck in Czernowitz: über die scheinbare Form des Himmelsgewölbes und die scheinbare Größe der Gestirne[1]. Wie der Verfasser bereits am Schlusse seiner Abhandlung: „Versuch einer Theorie der scheinbaren Entfernungen“ (Sitzungsberichte, Bd. 114, 1905) gezeigt hat, beziehen wir Schätzungen am

[1]) Aus dem „Anzeiger“ der Wiener Akademie vom 15. Juni 1906.

Digitized by Google

Himmelsgewölbe auf gewisse „Referenzflächen", die dem Himmelsgewölbe ähnlich geformt sind, aber in ganz geringer Entfernung vom Beobachter verlaufen. Wenn man z. B. den Durchmesser des Vollmondes, wenn er in mäßiger Höhe steht, etwa mit 18 cm schätzt, so schätzt man eigentlich den Durchmesser einer Scheibe, den der durch den Mondrand und unser Auge bestimmte Kegel aus einer in ungefähr 16 m Entfernung verlaufenden Fläche ausschneidet. In analoger Weise schätzen wir auch den Sonnendurchmesser, die Distanzen benachbarter Sterne, schließlich auch die Größe von Wolken auf derartigen Referenzflächen. Die Ausmessung sämtlicher Referenzflächen bildet den wesentlichsten Inhalt der vorliegenden Arbeit. Es ergab sich, daß die einzelnen Referenzflächen sehr verschiedene Dimensionen haben. Bedeutet H die Vertikalerhebung einer Referenzfläche im Zenit, R den Radius des Schnittkreises derselben mit der Horizontalebene, so ergab sich:

Sternenhimmel:	Referenzfläche der Sonne:	eines Wolkenhimmels:
$H = 12.2$ m, $R = 24.4$ m	$H = 10.1$ m, $R = 25.3$ m	$H = 12.2$ m, $R = 109.4$ m.

Für die Form des Sternenhimmels findet der Verfasser eine hinreichende Erklärung in der physiologischen Wirkung des Phänomens der Extinktion des Sternenlichtes in der Atmosphäre. Der große Unterschied in den Dimensionen der Referenzfläche der Sonne und des Wolkenhimmels gibt ferner Anlaß zu eigentümlichen Phänomenen, die in gewissen Deformationen der einen oder anderen Referenzfläche bestehen. Da nämlich die Referenzfläche der Sonne ganz innerhalb der des Wolkenhimmels verläuft, wir uns aber andererseits die Sonne immer hinter den Wolken befindlich vorstellen, so tritt ein Wettstreit der beiden Referenzflächen ein, und es müssen gewisse Kompromisse geschlossen werden, indem die eine Referenzfläche ausgedehnt, die andere an den Beschauer herangezogen wird, bis die beiden Flächen wenigstens zur Berührung kommen. Gewöhnlich wird die Referenzfläche des Wolkenhimmels an diejenige der Sonne herangezogen, nur am Horizont, wo der Unterschied der Leitstrahlen besonders groß ist, wird manchmal auch die Referenzfläche der Sonne zugunsten der des Wolkenhimmels deformiert, wodurch nach der Ansicht des Verfassers die bekannten Erscheinungen besonders großer Sonnendurchmesser beim Auf- oder Untergange an wolkigen Tagen zustande kommen.

Die Beobachtungen des Monddurchmessers führen wieder auf andere Erscheinungen. Der Mond wird bei Tage im allgemeinen auf die Referenzfläche der Sonne bezogen, bei Nacht auf die des Sternenhimmels. Der Mond in der Dämmerung wird aber auf eine eigene Referenzfläche bezogen, die immer dann entsteht, wenn es noch hell ist, aber die Sonne bereits untergegangen ist; über diese können wir zwar keine Messungen vornehmen, müssen aber schließen, daß sie ziemlich variabel ist; bald nach Sonnenuntergang dürfte sie ihr Maximum etwa in der doppelten Horizontalausdehnung jener der Sonne erreichen, dann aber schrumpft sie mit zunehmender Dunkelheit mehr und mehr zusammen. Diese Referenzfläche ist wesentlich für die bekannten Vergrößerungen des Mondes während der Dämmerung.

Schließlich wird der Versuch gemacht, das Zustandekommen sämtlicher Referenzflächen auf das Vorhandensein günstiger oder ungünstiger Bedingungen für die Distanzschätzung zurückzuführen und so zu einer gewissen Einheitlichkeit in der Auffassung aller einschlägigen Erscheinungen zu gelangen, die die bisher üblichen Erklärungsversuche, bei denen die heterogensten Umstände gleichzeitig ins Treffen geführt werden, wohl ganz vermissen lassen.

Literaturbericht.

Hellmann, G.: Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. In drei Bänden. Berlin, D. Reimer (Ernst Vohsen) 1906. Lex. 8°. 532, 730, 880 S., 3 Taf., 1 Karte. Preis 60 M.

Es hat eine Zeit gegeben, die kaum ein halbes Jahrhundert hinter uns liegt, in der die atmosphärischen Niederschläge wegen ihrer großen Veränderlichkeit von der Meteorologie vernachlässigt wurden, und ist dieser Umstand dafür maßgebend, daß nur ganz vereinzelt säkulare Beobachtungsreihen dieses wichtigen Elementes angetroffen werden. Förmlich als Reaktion hiergegen sind in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts Beobachtungsnetze entstanden, die sich speziell nur die Messung der Niederschläge zur Aufgabe stellten. Diese

Digitized by Google

wurden vielfach auf Initiative land- und forstwirtschaftlicher Kreise (Böhmen, Mähren, Galizien) oder für Zwecke hydrographischer Untersuchungen (Baden, Ungarn, Preußen, Österreich, Schweiz, Bayern) eingerichtet und entfalteten alsbald eine rege Tätigkeit. Speziell in Preußen begann man im Jahre 1887 mit der Einrichtung von Regenstationen, im Jahre 1893 war die Organisationsarbeit, welche G. Hellmann in sehr umsichtiger Weise geleitet hatte, abgeschlossen. Der Gedanke lag nahe, das gesamte auf die Niederschlagsverhältnisse Bezug nehmende Material, welches vor Errichtung dieses engmaschigen Netzes aufgehäuft war, einer Aufarbeitung zu unterziehen und eine Übersicht zu schaffen, um später einmal die Detailaufnahme folgen zu lassen.

Da die preußische Regierung die für diesen Zweck erforderlichen Geldmittel in munifizenter Weise in Form eines Extraordinariums bewilligte, war es möglich, eine Arbeit zu liefern, wie sie bis jetzt kein Staat aufzuweisen hat.

Die große Bedeutung des Werkes liegt zunächst in der für so mannigfache Zwecke überaus wertvollen Beistellung der Niederschlagsreihen sämtlicher Stationen des Weichsel-, Oder-, Elbe-, Weser- und Rheingebietes vom Beobachtungsbeginn bis 1890, dann aber in der exakten methodischen Behandlung, wodurch G. Hellmann ein noch nicht erreichtes Muster geschaffen hat.

Was das Material anbelangt, so finden wir insgesamt 3983 Stationen verwertet. Drei Assistenten hatten durch sechs Jahre 30 000 Jahrgänge zu verarbeiten, die Beobachtungswerte vielfach nach dem Urmaterial kritisch zu prüfen, Auszüge verschiedenster Art sowie Zusammenstellungen für den Text vorzubereiten. Zwei Verzeichnisse geben Auskunft über die Lage der Meßstellen; das eine umfaßt alle Stationen in alphabetischer Reihenfolge (S. 99 bis 133, I. Bd.) mit Angabe des Landes und der Seite im Tabellenteile, das andere ist nach Ländern geordnet und bringt gleichfalls die alphabetisch geordneten Stationsnamen, daneben das engere Verwaltungsgebiet (Kreis, Bezirkshauptmannschaft, Kanton), die Koordinaten, die Beobachtungsdauer, die Seite im Tabellenteile, sowie die Quelle, der das Material entnommen ist. In letzterer Hinsicht kamen für die ausländischen Stationen (Rußland 84, Österreich 1240, Ungarn 5, Schweiz 339, Frankreich 87, Belgien mit Luxemburg 8) einerseits die amtlichen Veröffentlichungen in Betracht, andererseits wurden auch Ergänzungen aus den handschriftlichen Aufzeichnungen vorgenommen. Sehr unvollkommene und offenbar unrichtige Beobachtungen blieben aus, einigermaßen zweifelhafte sind durch Kursivdruck gekennzeichnet. Für mindestens 10jährige Resultate wurden die Summen, Mittel, Maxima und Minima beigegeben, während bei fünfjährigen bloß die Mittel verzeichnet sind. Die Monatssummen sind sämtlich in ganzen Millimetern, die Mittel und die Tagesmaxima aus rechnerischen Gründen in Zehnteln abgedruckt. Wie ich mich gelegentlich mehrfacher Verwendung des Tabellenmaterials überzeugen konnte, ist dasselbe auch für den ausländischen Teil sehr gewissenhaft angelegt. Während der II. und die Hälfte des III. Bandes den Monats- und Jahressummen gewidmet sind, ist der Rest des III. Bandes Zusammenstellungen des Tagesmaximums (S. 365 bis 513), der Tage mit meßbarem (S. 517 bis 613) und solcher mit mehr als 0.2 mm Niederschlag (S. 617 bis 703), ferner der Tage mit Schnee (S. 707 bis 826), sowie solcher mit Graupel- und Hagelfall (S. 829 bis 862) vorbehalten. In die letzteren Zusammenstellungen sind bloß Stationen mit längerer Beobachtungsreihe und einwandfreien Resultaten einbezogen. Wer diese Tabellen bei der Arbeit zu Rate zieht, wird infolge der Übersichtlichkeit, des klaren Druckes, der leichten Auffindbarkeit, kurz der vollständig bequemen Einrichtung derselben seine Freude über den Bienenfleiß und die Aufmerksamkeit der Mitarbeiter nicht unterdrücken können.

Der methodische Teil, bzw. der im I. Bande von S. 1 bis 347 enthaltene Text gibt der Zahlenmaterie den Geist. Nach seinen zahlreichen Vorarbeiten, nach seinen meteorologisch-historischen Kenntnissen, nach seiner Stellung in der Organisation des neuen Netzes war G. Hellmann wie kein anderer berufen, in dieser Sache das Wort zu führen, und es ist ihm gelungen, das Zahlenheer zu beherrschen, ohne monoton zu werden. Dies ist nur der Vielseitigkeit der Gesichtspunkte, die zur Entwickelung gelangen, zuzuschreiben.

Der Text gliedert sich in fünf Abschnitte. Der erste, mehr formaler Natur, behandelt auf S. 1 bis 36 die Entstehung des Werkes, das Beobachtungsmaterial und seine Beschaffung, die Verteilung der Stationen, wobei die Orte mit alten Beobachtungsreihen und langen Serien S. 16 und 17 gesondert hervorgehoben werden; ferner finden sich Angaben über die

Digitized by Google

Art der Verarbeitung, über die Konstruktion und Aufstellung des Regenmessers und endlich über die vorhandene Literatur.

Der zweite Abschnitt, welcher sich auf S. 37 bis 164 mit der Niederschlagsmenge beschäftigt, liefert zunächst einen kritischen Beitrag zu dem üblichen Reduktionsverfahren kürzerer Reihen auf längere, wobei sich als bemerkenswertes Resultat ergibt, daß bei extremen Niederschlagssummen, besonders aber bei sehr geringen, die Reduktion das ungünstigste Ergebnis liefert, und daß ferner nur in sich homogene Beobachtungsreihen für Reduktionszwecke Verwendung finden sollen. Diese Untersuchung führt zur Berechnung von 50jährigen Mitteln für die Periode 1851 bis 1900, die für 167 Orte mitgeteilt sind; darunter befinden sich 39 Stationen mit vollständiger Beobachtungsserie. Die für Prag angegebene Zahl ist, wie aus den Bemerkungen zu einigen Stationen S. 372 (Aufstellung auf dem Dache der Sternwarte) hervorgeht, absolut genommen, sicher zu gering, da die gesamte Umgebung Prags, sowie andere Prager Stationen im 25jährigen Mittel (1876 bis 1900) 10 bis 20 Proz. höhere Werte ergeben. Eine ebenso eingehende Behandlung wie die Jahressummen erfahren die Monatsniederschläge, welche in 35jährigen (1866 bis 1900) und 50jährigen Mitteln zur Darstellung gelangen. Die hieraus abgeleitete jahreszeitliche Verteilung, welche auf vier Textkärtchen ersichtlich gemacht wird, läßt den Frühling und Sommer im Süden und Osten als niederschlagsreicher erkennen als den Norden und Westen, wogegen im Herbst und Winter das umgekehrte Verhältnis Platz greift. Die maximalen Monatssummen treten ziemlich einheitlich im Juli entgegen, nur die Nord- und Ostseeküsten erscheinen auch im Oktober, Süddeutschland im Juni mit maximalen Summen bedacht. Am niederschlagsärmsten ist in West- und Norddeutschland der April, in Ostdeutschland der Februar und im Süden der Januar. Die sekundären Maxima des März, Oktober und Dezember sind hauptsächlich auf den Westen beschränkt. Von großem praktischen Werte sind ferner die Nachweise über die größten Niederschlagshöhen eines Tages und überhaupt kürzerer Zeiträume; als allgemeines Ergebnis läßt sich das Paradoxon anführen, daß gerade trockene Orte zu exzessiven Niederschlägen neigen und daß das absolute Maximum in allen Stationen eine sehr seltene Ausnahme darstellt. In der Texttabelle 19, S. 124 bis 135, sind alle Tagesmaxima mit mindestens 100 mm Niederschlag zusammengestellt und ist ferner ihre Verbreitung durch ein Kärtchen skizziert. Da zeigt sich nun die von Hellmann schon früher gefundene, überraschende Tatsache, daß die exzessiven Niederschläge an den deutschen Flachküsten sehr selten, dagegen im meerfernen Binnenlande, Böhmen, häufig entgegentreten. Ihr Erscheinen fällt auf die Monate Juni, Juli und August, seltener auf Mai und September, ganz selten auf Oktober und April. Der größte Landregen wurde für den 29. und 30. Juli 1897 registriert und konnte damals eine Station (Neuwiese bei Reichenberg in Nordböhmen) ein Tagesergebnis von 345 mm liefern (für den 29. Juli).

Ein für mannigfache technische Zwecke berechnetes Kapitel handelt über starke Güsse von kurzer Dauer. Schon seit einer Reihe von Jahren hat Hellmann Zusammenstellungen über Dauer und Intensität starker Regen geliefert, die nun zur Mittelbildung verwendet wurden und folgende Zahlen ergaben:

Abgestufte Dauer in Minuten . . .	1—5^m	6—15	16—30	31—45	46—60	1—2^h	2—3	> 3^h
Mittlere Dauer in Minuten	4.4^m	11.8	25.6	41.5	58.0	1^h 30	2^h 37	4^h 31
Intensität in mm pro Minute . . .	1.81	1.23	0.93	0.76	0.60	0.45	0.33	0.20

Zwischen Zeit und Intensität besteht nach den vorstehenden Zahlen eine derartige Beziehung, daß es Hellmann möglich wurde, dieselbe in eine mathematische Formel zu kleiden, die folgenden Ausdruck annimmt:

$$i = -0.311 + \frac{3.522}{\sqrt[3]{t}}.$$

Da $i = \frac{h}{t}$, wobei h die in der Zeit t gefallene Regenmenge bedeutet, so ist auch $h = -0.311\,t + 3.522\sqrt[3]{t^2}$. Diese Beziehung ist auch graphisch mittels einer Kurve dargestellt. Zur Illustrierung der heftigen Güsse sind in Tabelle 21, S. 149 bis 159, viele starke Regenfälle kurzer Dauer einzeln angeführt, die meisten haben sich im Juli, demnächst im Juni und August ereignet.

Im dritten Abschnitt, S. 165 bis 241, behandelt der Autor die Niederschlagshäufigkeit; dabei wird zunächst zwischen Tagen mit meßbarem und solchen mit mehr als 0.2 mm Nieder-

Digitized by Google

schlag unterschieden. Für letztere sind in Tabelle 28 die Mittelzahlen der einzelnen Monate und des Jahres gebildet. Man kann Orte, die ungefähr 150 solcher Tage im Jahre zählen, abgesehen von den Gebirgslagen, als mittelfeucht bezeichnen; Orte, wo diese Zahl unter 140 herabsinkt, sind als trocken, und wo sie über 160 ansteigt, als feucht anzusehen. Dieser Abschnitt bringt ferner sehr eingehende Nachweise über die jährliche Periode der Niederschlagswahrscheinlichkeit, über die größte und kleinste monatliche Zahl der Regentage, über Tages- und Pentadenmittel der Niederschlagshäufigkeit, über die Häufigkeit der einzelnen Niederschläge nach Stufenwerten, und alle diese Einzelheiten sind durch instruktive Tabellen unterstützt. Ähnlich wie bei den Regenfällen kurzer Dauer besteht auch bezüglich der mittleren Häufigkeit der Niederschlagstage verschiedener Intensität zwischen Höhe und Dauer eine bestimmte Beziehung, welche sich in Form einer Parabel ausdrücken läßt. Dieser Abschnitt beschäftigt sich außerdem auch mit dem Schnee, und sind wieder zahlreiche Zusammenstellungen über den mittleren, ersten und letzten Schneefall und über die mittleren Schneemengen beigefügt. Daraus ist zu entnehmen, daß im Osten der prozentuelle Anteil des festen Niederschlages viel größer ist als im Westen (Warschau 18, Trier 5 Proz.), und daß in den gebirgigen Teilen Deutschlands eine regelmäßige Zunahme des prozentuellen Anteiles des Schnees mit der Höhe zu konstatieren ist. Die separat für den Graupelfall angeführten Nachweise ließen erkennen, daß dieser hauptsächlich im April und März vorwaltet, und daß im Oktober ein sekundäres Maximum entgegentritt. Der Hagel zeigt, entgegen den gewöhnlichen Hagelstatistiken, welche den Juni oder Juli als den gefährlichsten Monat anführen, das Maximum im Mai.

Ein so umfangreiches, um mehrere Dezennien zurückreichendes Material reizte natürlich auch, der Frage der Schwankungen näher zu treten. Hellmann hat im vierten Abschnitte seines Werkes diesen Gegenstand mit aller Kritik und Sorgfalt behandelt. Die zunächst notwendige Prüfung der Beobachtungsreihen hat ergeben, daß sehr wenige als homogen zu betrachten sind. Bezüglich dieser einwandfreien Stationen wurden die mittleren Abweichungen der monatlichen und jährlichen Niederschlagshöhen vom vieljährigen Mittel, ebenso die extremen Abweichungen dargestellt und das nasseste (1882) und trockenste Jahr (1857) der 50jährigen Periode hinsichtlich des Überschusses, bzw. des Fehlbetrages kartographisch fixiert. Dabei ließ sich die auffallende Tatsache feststellen, daß die größte Niederschlagsmenge durchschnittlich 39 Proz. über — und die kleinste 38 Proz. unter dem Jahresmittel stand, oder daß das nasseste Jahr 2.2mal so viel Feuchtigkeit empfing als das trockenste. Für noch längere Zeitperioden würden sich diese Werte naturgemäß etwas höher stellen. Was die Aufeinanderfolge von zu nassen oder zu trockenen Monaten anbelangt, so wird man aus Tabelle 65 dahin orientiert, daß die zu niederschlagsreichen Monate sich öfter wiederholen als die trockenen, daß dagegen die Trockenheit durchschnittlich länger dauert als der Niederschlagsreichtum. Bezüglich des die Aufeinanderfolge zu feuchter und zu trockener Jahre Angeführten sei hervorgehoben, daß sich in Bremen einmal 10 zu nasse Jahre hintereinander einstellten und daß andererseits in Klaussen 11 sich unmittelbar folgende Jahrgänge als zu trocken erwiesen. Eine ähnliche Behandlung ist auch den Jahreszeiten zuteil geworden und hat das Ergebnis gezeitigt, daß die Häufigkeit trockener Jahreszeiten gerade doppelt so groß erscheint wie die nasser. Am häufigsten ist der Winter zu trocken, am seltensten der Sommer. Die Trockenheit besitzt eine größere Verbreitung als die Nässe. Aus der Zusammenstellung der Dauer einzelner Niederschlags- und Trockenperioden ist folgendes bemerkenswert: Fünftägige Niederschlagsperioden kommen ebenso zahlreich vor wie fünftägige Trockenperioden; nimmt man jedoch eine längere Dauer, dann ist die mittlere Länge der Trockenperioden größer als die der nassen. Als Extreme repräsentieren sich die 33tägige Niederschlagsdauer von Kleve (13. Oktober bis 14. November 1869) und der 45tägige Regenmangel von Trier (20. März bis 3. Mai 1893). Letztere Zeit war fast in ganz Zentral- und Westeuropa bedeutend zu trocken und hatte mannigfache wirtschaftliche Mißstände zur Folge. Der Schwankung der Niederschlagsmenge ist im Werke Hellmanns das Schlußkapitel vorbehalten. Für diese Untersuchung standen 21 Stationen mit kritisch geprüften Reihen zur Verfügung. Eine Vergleichung der mittleren Werte aus allen Stationen mit der Sonnenfleckenperiode ergab bei Anwendung der Ausgleichsrechnung nach der Formel $\frac{a + 2b + c}{4}$, daß innerhalb einer solchen Fleckenperiode zwei

Digitized by Google

Maxima des Niederschlages eintraten, die fast genau mit den Wendepunkten der Sonnenfleckenkurve zusammenfallen, ein Resultat, wie es ähnlich schon von Buchan für Schottland erhalten worden war. Auch die 35jährige Periode Brückners tritt im Beobachtungsmaterial wenigstens teilweise entgegen. Das von Brückner fast für ganz Europa nachgewiesene Niederschlagsmaximum von 1876/80, sowie das Minimum 1861/65 erschienen in der Kurve „säkulare Schwankungen der Niederschlagsmenge" gut ausgeprägt. Doch ist der Verlauf dieser Kurve ein solcher, daß sie für praktische Bedürfnisse der Prognose noch nicht Verwendung finden kann.

Im Anhang ist die dem Werke beigegebene Regenkarte Deutschlands 1 : 1 800 000, welche auf 10jährigen Mitteln (1893 bis 1902) beruht, besprochen. Dieselbe wurde auf Grund der Messungen von rund 3000 Stationen entworfen. Das Kartenbild lehrt, wie die Niederschlagsmenge sowohl im Flachlande als auch im Gebirge von West nach Ost abnimmt, und wie stark sich der Einfluß der Bodenerhebungen bemerkbar macht. Die niederschlagsreichsten Gebiete sind die höheren Teile der Vogesen und des Berchtesgadener Landes, wo über 2 m Regenhöhe gefunden werden. Am trockensten erscheinen die Flachlandschaften der Provinz Posen und der mittlere Teil von Westpreußen, denen im Jahresdurchschnitt nicht viel über 40 cm Niederschlag zukommt. An der unteren Oder und Saale sind kleinere solche Territorien ausgeschieden.

Im vorstehenden konnten nur einzelne Stichproben aus dem so vielseitigen Inhalte des Hellmannschen Werkes reproduziert werden; wer sich genauer orientieren will, wird auf den ersten Band verwiesen, der mit seinen vielen Texttabellen, graphischen Darstellungen und Tafeln ein klares Bild des Gegenstandes entwirft. Diese wichtige klimatologische Arbeit wird künftighin jeder, der sich mit Niederschlag befaßt, zur Hand nehmen und um Rat fragen müssen. Vergleichbar einer geologischen Übersichtskarte, die einen vorläufigen Abriß über das Ganze zu geben hat, wird das Hellmannsche Werk die Grundlage bilden für eine spätere Detailaufnahme, wie eine solche aus den ex- und intensiven Niederschlagsmessungen des neuen Regennetzes hervorgehen wird. Dann wird das Element der Fläche, welches gegenwärtig hinter einzelne Beobachtungspunkte zurücktreten mußte, kräftiger erscheinen als bisher und die räumliche Verteilung eine größere Rolle spielen.

Wir sind G. Hellmann und seinen gewissenhaften Mitarbeitern für die große Arbeitsleistung zu aufrichtigem Danke verbunden; besonders ist dies bei den österreichischen Fachgenossen der Fall, denen dauernd eine große Arbeit erspart worden ist, da für 1240 österreichische Stationen mit rund 10 400 Beobachtungsjahrgängen das Material mit publiziert wurde. Den Dank darf man aber auch der preußischen Regierung, welche die Mittel beisteuerte, sowie der Verlagsfirma D. Reimer (E. Vohsen), welche für eine tadellose Ausstattung des Werkes sorgte, nicht vorenthalten.

Dr. A. Swarowsky.

Bibliographie.

Annales de l'observatoire météorologique et magnétique de l'université impériale à Odessa. 1904. Odessa 1906. 8°. 53 S.

Annuaire météorologique pour 1906 publié par les soins de A. Lancaster. Bruxelles 1906. 12°. IV, 599 S.

Meteorologische **Beobachtungen** der K. Sternwarte in München für die Jahre 1901—1905. Bearbeitet von J. B. Messerschmitt. München 1906. 4°. VIII, 53 S. (Neue Annalen d. K. Sternwarte in München. Supplementheft I).

Bergwitz, Karl: Notiz über den Einfluß des Waldes auf die Elektrizitätszerstreuung in der Luft. 4°. 1 Bl. S.-A. Physik. Zeitschr. VII, S. 696, 1906.

von Bezold, Wilhelm: Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. In Gemeinschaft mit A. Coym herausgegeben vom Verfasser. Braunschweig, Fr. Vieweg u. Sohn 1906. 8°. 448 S., 3 Tafeln. Preis 12 M., geb. 14 M.

Blanco, Antonio P.: Hidrometeorologia Castellana según los datos recogidos en el Colegio de PP. Augustinos de Valladolid desde 1892 al 1905. 8°. XII, 250 S., 8 Tafeln. — An der Hand der Beobachtungsresultate von 1892—1905 in Valladolid werden die Lehren der allgemeinen Meteorologie vorgetragen. G. H.

Bracke, A.: Observations météorologiques faites à Mons, 1905. Mons 1906. 8°. 228 S.

—: Mon Baromètre. 2e éd. Mons 1906. 8°. 20 S.

[Buitenzorg]'s Lands Planetarium. Observations météorologiques 1903—1904. Institut Botanique de l'État de Buitenzorg. Fol.

Digitized by Google

Semi-annual **Bulletin** of the Colorado College Observatory containing the annual meteorological summary for 1905. 8°. 52 S., 1 Tafel.

Carlheim-Gyllensköld, V.: Note sur le potentiel magnétique de la terre exprimé en fonction du temps. (Stockholm 1906). 8°. 5 S. (Arkiv f. Mat., Astr. och Fysik, Bd. 3, Nr. 7).

Commission météorologique du département de Vaucluse. Compte-rendu pour l'année 1905. o. O. u. J. (1906). 4°. 32 S.

Cyran, Georg: Die Trockenheit des Jahres 1893 in Mitteleuropa. Inaug.-Diss. Halle a. S. Berlin 1906. 8°. 41 S., 1 Bl. S.-A. „Das Wetter" 1906.

Daublebsky v. Sterneck, R.: Über die scheinbare Form des Himmelsgewölbes und die scheinbare Größe der Gestirne. Wien 1906. 8°. 41 S. S.-A. Sitzungsber. d. K. Ak. d. Wissenschaften in Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXV, Abt. IIa.

Eiffel, G.: Les observations météorologiques du Weather Bureau de Washington. Paris 1906. 8°. 27 S., 3 Tabellen.

—: Types généraux de comparaisons météorologiques appliqués à l'étude des stations de Beaulieu-sur-mer, Sèvres et Vacquey pour l'année 1905 (deuxième semestre). Paris 1906. 4°. 3 Bl., 96 S., 4 Tafeln.

Ferrari, G. A.: Valori normali dei principali elementi del clima di Padova. Padova 1906. 8°. 1 Bl., 16 S. S.-A. Atti e Mem. d. R. Accad. di scienze, lett. ed arti in Padova, vol. XXII, disp. IV.

Giles, G. M.: Climate and Health in hot countries and the outlines of tropical climatology. London, J. Bale & Danielsson 1904. 8°.

Hjelström, S. A.: Observationer pä snöns temperatur, M. M. Utförda dels i Bjästa vintern 1885—1886 af K. Stéenhoff, dels i Sundsvall vintern 1886—87 och våren 88 af S. A. Hjelström. Sundsvall 1906. 8°. 39 S. S.-A. Sundsvalls Högre Allmänna Läroverks Årsredogörelse Läsåret 1905—1906.

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1904. Württemberg. Herausg. von der Kgl. Württembergischen Meteorologischen Zentralstation. Bearbeitet von L. Meyer unter Mitwirkung von Mack. Stuttgart 1906. 64 S., 29 Karten. — Enthält zwei Arbeiten v. L. Meyer: Die monatliche und jährliche Verteilung von Temperatur in Württemberg, auf Grund der Beob. von 1826—1900 (mit 13 Karten), und: Die monatliche Verteilung des Niederschlags in W., nach den Messungen von 1888—1902 (mit 14 Karten).

Deutsches Meteorologisches **Jahrbuch** für 1905. Freie Hansestadt Bremen. Herausgeg. v. Paul Bergholz. Jahrgang XVI. Bremen 1906. 4°. XIV, 126 S., 1 Tab., 3 Tafeln.

Meteorologiska **Iakttagelser** i Sverige utgifna af Kungl. Svenska Vetenskapsakademien. Anställda och utarbetade under inseende af Meteorologiska Centralanstalten. 47. Bandet, 1905. Uppsala & Stockholm 1906. 4°. X S., 1 Bl., 157 S.

Kaiser, Max: Land- und Seewinde an der deutschen Ostseeküste. Inaug.-Diss. Halle a. S. Halle a. S. 1906. gr. 8°. 2 Bl., 22 S., 1 Bl., 3 Tafeln.

Klein: Mißerfolge des staatlichen Wetterprognosendienstes in den drei ersten Monaten seines Bestehens. 8°. 12 S. S.-A. „Gaea" 1906, Heft 11.

Köppen, W.: Klimakunde. I. Allgemeine Klimalehre. 2. verb. Aufl. Leipzig, Göschen 1906. kl. 8°. 132 S., 1 Bl., 7 Tafeln. Preis in Leinwd. geb. 80 Pfg.

Mill, Hugh Robert: The rainfall of the East Riding of Yorkshire. 8°. S.-A. Geol. Survey Mem. on „The Water Supply of the East Riding of Yorkshire", S. 17—25, 1 Tafel.

—: The rainfall of Suffolk. 8°. S.-A. Geol. Survey Mem. on „The Water Supply of Suffolk", S. 13—17, 1 Tafel.

[**Milano**] Osservazioni meteorologiche eseguite nell' anno 1905 col riassunto composto sulle medesime da E. Pini. 4°. 60 S.

Observations made at the Royal Magnetical and Meteorological Observatory at Batavia. Vol. XXVII, 1904. Batavia 1906. Fol. XXXIX, 174 S.

Meteorological **observations** made at the Adelaide Observatory, and other places in South Australia and the Northern Territory during the year 1904, under the direction of Charles Todd. Adelaide 1906. Fol. XVI, 95 S., 1 Karte.

Pernter, J. M.: Der Formenreichtum der Schneekristalle. Wien 1906. kl. 8°. 15 S., 9 Tafeln.

Los **pronósticos** de Sfeijoon. Revista meteorológica quincenal. 4°. Año I. Valencia 1906. 24 Nummern zu 4 Bl. Preis: in Spanien 6, im Ausland 12 pesetas. — Enthält Wetterprognosen für je einen halben Monat!!!

Hourly **readings** obtained from the self-recording instruments at four observatories in connexion with the Meteorological Office, 1904. London 1906. 4°. XIII, 197 S.. Preis 25 sh.

Report on the administration of the Meteorological Department of the Government of India in 1905—1906. Fol. 19 S.

Annual **Report** of the Director of the Royal Alfred Observatory for 1905. Fol. 31 S.

Rosenthal, Elmar: Über starke Regen in St. Petersburg. St.-Pétersbourg 1906. gr. 8°. 41 S., 1 Tafel. S.-A. Bull. d. l'Acad. Imp. d. Sci. d. St.-Pétersbourg, Ve série, T. XXIII.

Rotch, A. L.: When did Franklin invent the lightning-rod? 8°. Ausschnitt: Science, N. S. vol. XXIV, S. 374—376, 1906.

Schaper, E.: Erdmagnetische Station zu Meiningen. Untersuchung der magnetischen Störungen durch den Basaltausbruch des Ottilienberges bei Themar a. d. Werra. Meiningen 1906. 8°. 2 Bl., 29 S., 8 Tafeln.

Schmidt, Adolf: Ein neuer Apparat zur photographischen Registrierung u. gleichzeitigen Skalenbeobachtung. 8°. S.-A. Zeitschr. f. Instrumentenkde. 1906, S. 269—274.

Stöckigt, Willi: Über den Einfluß der Lage auf die Temperaturentwickelung der Sommermonate und die Luftfeuchtigkeit an heißen Tagen im Schwarzwaldgebiet mit besonderer Berücksichtigung der für die Hygiene wichtigsten Temperatur- und Feuchtigkeits-Verhältnisse. Inaug.-Diss. Jena. O. O. u. J. (1906). 4°. 72 S., 1 Tafel.

Sundell, A. F.: Vergleichungen zwischen Normalbarometern. Helsingfors 1906. 4°. 61 S., 1 Tafel. S.-A. Acta Soc. Sc. Fennicae, T. XXXIV.

Sutton, J. R.: The climate of East London, Cape Colony. 8°. S.-A. Trans. South Afric. Philos. Soc. XVI, 1906, S. 217—236.

Troska, A.: Die Vorherbestimmung des Wetters mittels des Hygrometers (Lambrecht's Polymeter). Dritte Aufl. Dresden-Wien 1906. 8°. 72 S., Preis 1 M.

Voller, A.: Das Grundwasser in Hamburg. Mit Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit, der Lufttemperatur, der Niederschlagsmengen und der Flußwasserstände. 14. Heft, 1905. Hamburg 1906. Fol. 7 S., 4 Tafeln. Preis 3 M.

Westman, J.: Sur la couverture de la neige de la Suède centrale et septentrionale. (Stockholm 1906). 8°. 32 S. (Arkiv f. Mat., Astr. och Fysik, Bd. 3, Nr. 3).

Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

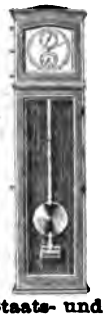
Digitized by Google

Strasser & Rohde, Glashütte i. S.

Werkstätten für Präzisionsuhrmacherei und Feinmechanik.

Gegründet 1875.

Spezialität: **Präzisions-Pendel-Uhren, Marine-Chronometer, Uhren für wissenschaftl. Zwecke.**



Ausführung von **Uhrwerken** und **Apparaten** für wissenschaftliche und techn. Zwecke auch nach Zeichnung. **Mikrometertaster** $^1/_{100}$—$^1/_{500}$ mm direkte Ablesung.

Auszeichnungen: **Staats- und goldene Medaillen.**

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

E. Verdet,

Vorlesungen über die Wellentheorie des Lichtes.

Deutsche Bearbeitung von Dr. Karl Exner.

Zwei Bände.

Mit Holzstichen. (XVIII, 490 u. XII, 528 Seiten.) gr. 8°.

M. 26,—.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung.

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit

Gewöhnliche Momentplatte
Orthochromatische Momentplatte
Lichthoffreie orthochr. Platte } Gleiche Preise

Sauberste Präparation. Vorzügliche Deckung und Klarheit. Feines Korn. Keine Gelbfärbung, daher für jeden Entwickler gleich gut verwendbar. Hervorragend für Standentwicklung.

Neu! **Flavin-Platte-Hauff** Neu!

Orthochromatische Momentplatte. Gibt **ohne** Anwendung einer **Gelbscheibe** die **Helligkeitswerte von Gelb und Grün naturgetreu** wieder. Vorzüglich für Aufnahmen im Gebirge, Schneelandschaften, Blumen, farbige Kostüme usw.

Näheres im Photo-Handbuch-Hauff. Gratis.

Neu! **Hauff-Diapositiv-Platte** Neu!

für Projektions-, Stereoskop- und Fenster-Bilder.
Hervorragend brillant und plastisch wirkend.
Für schwarze, braune und violette Töne geeignet.

Genaue Gebrauchsanweisung liegt jeder Packung bei.

Bezug durch die Handlungen photographischer Artikel.

Friedr. Vieweg & Sohn

Braunschweig.

Buchdruckerei, Buchbinderei,
Schriftgießerei, Stereotypie,
Galvanoplastische und Xylographische Anstalt.

Kataloge, Preislisten, Broschüren, Illustrationen,
Galvanos usw.

Digitized by Google

R. Fuess

vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

Steglitz bei Berlin.

Aspirations-Meteorograph

mit

Elektromotor.

D. R. G. M.

☞ Diesem Hefte sind beigelegt: Ein Prospekt aus dem Verlage von **Chr. Herm. Tauchnitz** in **Leipzig**, Dr. Julius Hann, **„Lehrbuch der Meteorologie“, 2. Auflage**; — sowie drei Prospekte von der Verlagshandlung **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig.**

Digitized by Google

P. 9 Lab

1906 Heft 12 Dezember

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT

HERAUSGEGEBEN
IM AUFTRAGE DER
K. K. ÖSTERREICHISCHEN GESELLSCHAFT FÜR METEOROLOGIE
UND DER
DEUTSCHEN METEOROLOGISCHEN GESELLSCHAFT

REDIGIERT
VON
DR. J. HANN UND DR. G. HELLMANN
WIEN, HOHE WARTE BERLIN, METEOROL. INSTITUT

Bd. XXIII, zugleich Bd. XLI der „Zeitschrift der k. k. Österr. Gesellsch. für Meteorologie".
Mit zwei Textfiguren.

INHALT.

Seite
A. de Quervain: Neue Beweise für die Realität der oberen Inversion in 8 bis 13 km Höhe. Mit 2 Abbild. . . 529
B. J. Birkeland: Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut. Die tägliche Periode des Luftdruckes und der Temperatur in Norwegen 540
Dr. Marloth: Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen 547

Kleinere Mitteilungen:

Seite
Jul. Maurer: † Dr. August Weilenmann 553
J. H.: Dines über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von Schottland und zu Oxshott (Surrey) 554
J. H.: Okada über die Wärmeleitung des Schnees 555
H. Hergesell: Über lokale Windströmungen in der Nähe der Kanarischen Inseln 556
J. Hann: Die Windrichtung auf dem Gipfel des Pik von Teneriffa 559
Wilhelm Krebs: Das Klima der Karolineninsel Kusaie oder Ualan 561
Karl Sapper: Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1905 562
Ed. Brückner: Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900 565
Bergwitz über den Einfluß des Waldes auf die Elektrizitätszerstreuung in der Luft 567
Regenfall zu Port Durban in Natal 567
Regenmessungen in Kamerun 568
J. Hann: Meteorologische Beobachtungen in Montevideo und in Uruguay 570
Felix M. Exner: Bemerkungen über die Zusammensetzung einer geradlinigen Luftströmung mit der Luftbewegung eines Wirbelsturmes 571
Dr. J. Rheden: Wolkenhöhenmessungen mit Scheinwerfern . . . 573
Das Feuerschiff in der Bay Chaleur, Neu-Braunschweig 573
Über die vertikale Temperaturabnahme in der Sonnenatmosphäre . 573
J. H.: Meteorologische Beobachtungen auf Kuba 574
Eugen Janežič: Besonders intensives Morgenrot 574
Temperatur von Maracaibo, Venezuela 575
Hagelfall im Golf von Mexiko 575

Literaturbericht:

v. Bezold, Wilhelm: Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus 576
Titel, Namen- und Sachregister zum XXIII. Jahrgang der Meteorologischen Zeitschrift.

Jährlich 12 Hefte, Abonnementspreis M. 20.— = K. 24.—.

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1906

Digitized by Google

J. Hauff & Co., G. m. b. H.

Feuerbach (Württemberg).

Hauff-Entwickler:

in Substanz, Patronen u. konzentrierten Lösungen.

Metol-Hauff

Adurol-Hauff

Amidol-Hauff

Glycin-Hauff

Ortol-Hauff

Piral-Hauff

Ausführliche Mitteilungen im

Photo-Handbuch-Hauff. Gratis!

Sämtliche Chemikalien für die Photographie.

Hauff-Trockenplatten

höchster Empfindlichkeit.

Bezug durch die Handlungen photogr. Artikel.

„EPPNER"

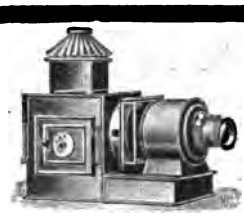
Präzisions-Taschenuhren

in Silber-, Gold-, Stahl- und Tula-Gehäusen.

Erstklassiges Fabrikat. — Mäßige Preise. — Bequeme Zahlung. Mehrjährige Garantie.

A. Eppner & Co., Breslau, Uhrenfabrikation und Versand. Fabrik i. Silberberg i. Schles.

Verlangen Sie Preisliste *a*.



Projektions- und Vergrösserungs-Apparate

sowie sämtliches Zubehör liefern preiswert und gut

Hermann Pohlenz, G.m.b.H.

Magdeburg.

Verlangen Sie gratis Preisliste P.

Beilagen

finden durch die **Meteorologische Zeitschrift** wirksame und zweckmäßige Verbreitung.

Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.

Zum Abonnement empfehlen wir die im V. Jahrgang 1907 erscheinenden

Berichte der Deutschen Physikalischen Gesellschaft,

enthaltend:

Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft im Auftrage der Gesellschaft herausgegeben von **Karl Scheel**

und

Halbmonatliches Literaturverzeichnis der „Fortschritte der Physik", dargestellt von der Deutschen Physikalischen Gesellschaft, redigiert von **Karl Scheel** *für reine Physik* und **Richard Assmann** *für kosmische Physik.*

Gr. 8. Jährlich 24 Hefte. — Preis pro Jahrgang 8 Mark.

Die Zeitschrift beschränkt sich in dem die „*Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft*" umfassenden Teile nicht nur auf die Veröffentlichung der Sitzungsberichte der Gesellschaft, sondern enthält auch alle derselben außerhalb der Sitzungen zugehenden wichtigen Abhandlungen, sowie Berichte und Mitteilungen aus Naturforscherversammlungen und ähnlichen Tagungen usw. In dem damit verbundenen „*Halbmonatlichen Literaturverzeichnis der Fortschritte der Physik*" gelangt die von dem Vorstand der Deutschen Physikalischen Gesellschaft nach erfolgter Zustimmung einer größeren Zahl von Gelehrten beschlossene Neueinteilung zur Durchführung, welche dem heutigen Stande der physikalischen Wissenschaft besser angepaßt ist.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen.

Digitized by Google

METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT.

Band 23 * 1906 * Heft 12.

Neue Beweise für die Realität der oberen Inversion in 8 bis 13 km Höhe.

Von A. DE QUERVAIN in Zürich.

Die durch die Registrierballons in einer Höhe von 8 bis 13 km angezeigte Schicht gleichbleibender oder mit der Höhe zunehmender Temperatur, Teisserenc de Borts „Zone isotherme", die wir kurzweg „obere Inversion" nennen wollen, ist von Anfang an bezüglich ihrer Realität starken Zweifeln begegnet. Schon bei den Aufstiegen des ballon-sonde „l'Aérophile" von Hermite und Besançon von 1893 bis 1896 war jene Inversionsschicht in der Registrierung angedeutet, wurde aber damals ohne weiteres als Einwirkung der Sonnenstrahlung bei ungenügender Ventilation gedeutet. Um diese letztere Störungsursache ganz zu vermeiden, ließ dann Teisserenc de Bort bei seinen Versuchen in Trappes seine Ballons größtenteils so früh steigen, daß sie den höchsten Punkt der Bahn noch vor Sonnenaufgang erreichen mußten. Damals wurde auch von Christen[1]) die von Assmann aufgeworfene Frage durch eine eingehende mathematisch-physikalische Untersuchung im negativen Sinne entschieden, ob nicht etwa für den Registrierballon die Erdstrahlung mit zunehmender Höhe bis zu einem Maximum ansteige, weil ja der vom Ballon aus überblickte Erdraum größer werde. Als die Technik der Papierballonaufstiege so weit entwickelt war, daß Höhen bis zu 13 000 m erreicht werden konnten, wurde zum erstenmal[2]) am 8. Januar 1899 in 11 000 m Höhe 40 Min. vor Sonnenaufgang und bei voller Ventilation eine bis zur größten Höhe von 13 000 m reichende Inversionsschicht registriert. Um jedoch durch ein erdrückendes Material die letzten Zweifel zu beseitigen, wurde die Entdeckung erst in den Jahren 1901 und 1902 veröffentlicht, nicht lange bevor Assmann in Berlin, gestützt auf sechs Tagesaufstiege seiner ein Jahr zuvor erfundenen Gummiballons, zu der wertvollen Bestätigung jener Resultate geführt worden war. In der Folge wurde jene Inversionsschicht auch bei Aufstiegen in Straßburg, St. Petersburg und anderswo konstatiert und ihre Realität wurde nicht mehr bezweifelt, bis J. Maurer[3]), anläßlich seiner Untersuchung über die Beziehung zwischen Ventilationsgröße und Luftdichte, die Frage wieder aufgriff und andeutungsweise die Möglichkeit hervorhob, daß die Abhängigkeit des äußeren Wärmeleitungskoeffizienten der Thermographen von der Temperatur hierbei eine Rolle spielen könnte. In der Tat nimmt die äußere Wärmeleitung mit sinkender Temperatur ab. Die Bestimmung der Größe dieser Abnahme ist bisher nur bei höheren Temperaturstufen ausgeführt worden. Wenn man mit dem Betrag dieser Abnahme auch bis zu tieferen Temperaturen, wie sie bei Registrierballons vorkommen, extrapoliert, findet man, daß dort die äußere Wärmeleitung schon nahezu null geworden sein müßte. Auf dieses theoretische Bedenken wies Maurer hin. Tatsächlich

[1]) Annuaire de la Soc. Mét. de France 1898, p. 65 ff.

[2]) Durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Teisserenc de Bort bin ich imstande, dieses gewiß denkwürdige Diagramm hier reproduzieren zu können (Fig. 1, S. 534).

[3]) Beiträge z. Phys. d. freien Atm., Bd. I, S. 63.

Digitized by Google

scheint aber, wie auch die folgenden Ausführungen bestätigen, ein so geringer Betrag der Wärmeleitung bei tiefen Temperaturen aus den Resultaten der Registrierballons selbst keineswegs hervorzugehen. Es ist wahrscheinlich, daß jene Extrapolation nicht zulässig ist. Eine experimentelle Untersuchung der Frage im Laboratorium bleibt aber ohne Zweifel sehr wünschenswert.

Vor kurzem nun hat R. Nimführ aus anderen Gründen in einem ausführlicheren Artikel[1]) in dieser Zeitschrift die Zuverlässigkeit des bisherigen Beweismaterials für diese obere Inversion zum größten Teil ganz in Zweifel gezogen, oder ihr nur ganz beschränkte Gültigkeit zuerkannt. Hauptsächlich durch die letztgenannte Arbeit sehe ich mich veranlaßt, das gegenwärtig mir zur Verfügung stehende Beweismaterial hier einer Besprechung zu unterziehen und einige neue oder bis jetzt nicht genügend gewürdigte Tatsachen ins rechte Licht zu stellen; ich werde dabei öfters auf den genannten Aufsatz von Herrn R. Nimführ zurückkommen müssen.

Die Beweiskraft der Papierballonaufstiege von Teisserenc de Bort. Zunächst möchte ich kurz zu sprechen kommen auf den Wert der Papierballonaufstiege von Teisserenc de Bort, bei deren Ausführung ich, beiläufig bemerkt, längere Zeit als Mitarbeiter tätig war. Diesen Aufstiegen gegenüber macht R. Nimführ auf die bekannte Tatsache aufmerksam, daß ein solcher Papierballon meist mit abnehmender Geschwindigkeit steigt und sich jedenfalls der größten Höhe nur ganz langsam nähert, so daß in dem obersten Teile der Bahn die natürliche Ventilation schwach wird, und bei Tagesaufstiegen die Sonnenstrahlung ein Steigen in der Temperaturregistrierung bewirkt. Dieses Ansteigen der Temperatur sei, wie Nimführ meint, fälschlich für die obere Inversionsschicht angesehen worden. Er weist darauf hin, daß die mittlere Maximalhöhe und damit also die Höhe der zweifelhaften, gefälschten Angaben bei den Aufstiegen von Teisserenc de Bort 11 bis 12 km beträgt, also gerade da liegt, wo nach denselben Aufstiegen die obere Inversionsschicht beginnen soll. Das wäre allerdings ein schwerwiegender Einwand; er setzt freilich stillschweigend voraus, daß ein so kritischer Forscher wie L. Teisserenc de Bort kritiklos die rohen Resultate seiner Aufstiegsdiagramme in einen Topf geworfen habe. R. Nimführ betrachtet denn auch in der Tat die klassischen Untersuchungen von Teisserenc de Bort über die Höhenlage der oberen Inversion in den Barometermaxima und Minima[2]) als null und nichtig. Von den vielen Hunderten von Aufstiegen in Trappes und Itteville läßt er nur zehn gelten und möchte es als offene Frage hingestellt sehen, ob die obere Inversion in barometrischen Minimis überhaupt existiere.

Demgegenüber wollen wir uns zunächst gar nicht bei der weiter unten näher zu erörternden Tatsache aufhalten, daß sich die allein durch die Sonnenstrahlung im Diagramm verursachten scheinbaren Inversionen so typisch von den reellen Inversionen unterscheiden, daß jeder, der einige Kurven beider Arten genauer betrachtet, sie fast ausnahmslos mit Sicherheit auseinanderhalten kann, noch viel mehr jemand, der Hunderte von Diagrammen bearbeitet hat. Es genügt hier die Feststellung, daß sämtliche Publikationen von Teisserenc de Bort, die sich auf die „Zone isotherme" beziehen (etwa 500 Aufstiege, wovon 143 die Höhe von 14 km überschreitend), ausschließlich auf Nachtaufstiegen basieren[3]), bei denen

[1]) Über die reale Existenz der „isothermen Zone" in 10 bis 12 km Höhe. Met. Zeitschr. 1906, S. 246 ff.

[2]) Protok. der Konfer. der internat. Komm. für wiss. Luftschiffahrt in Berlin 1902, S. 69—73.

[3]) Herr Teisserenc de Bort hat uns dies auch für die späteren Aufstiege ausdrücklich bestätigt.

Digitized by Google

die Sonnenstrahlung überhaupt ausgeschlossen war. Damit fallen alle weiteren Deduktionen von R. Nimführ über diesen Punkt und auch jede besondere Bedeutung seiner Bearbeitung von den zehn von ihm als strahlungsfrei angesehenen internationalen Fahrten.

Nun haben aber in Trappes eine Anzahl, und an anderen Orten der größte Teil der Aufstiege, bei Tage stattgefunden. Für die internationalen Aufstiege war es allerdings bis 1904 Vorschrift, daß die Registrierballons eine Stunde vor Sonnenaufgang hochzugehen hätten. Aber ein gewisses Trägheitsmoment, ferner die Besorgnis, daß die Ballons weniger sicher wiedergefunden würden, und endlich die Ansicht, daß bei den Gummiballons die günstigeren Ventilationsverhältnisse dies erlaubten, führten schon damals mancherorts dazu, die Vorschrift nicht strenge innezuhalten. Nach meinem Antrag wurde dann auf der Petersburger Konferenz 1904 beschlossen, daß die Aufstiege künftig zur Zeit der allgemeinen Morgenterminbeobachtung des betreffenden Landes stattfinden sollten; maßgebend für diesen Vorschlag war besonders der Wunsch, daß die Anvisierung der Ballons ermöglicht werden sollte.

Gestützt auf eine Vergleichung von 22 gleichzeitigen Tag- und Nachtaufstiegen von Papierballons hatte ich damals schon gezeigt, daß die Tagaufstiege bis zu Höhen von etwa 10 km unter den gewöhnlichen Aufstiegsbedingungen von der Sonnenstrahlung nicht merklich beeinflußt werden [1]). Dies Resultat mußte a fortiori für Gummiballons gelten. Den Beweis, daß die Tagesaufstiege namentlich der Gummiballons (und selbst der Papierballons) auch bis über die Höhe der oberen Inversion hinaus zuverlässige Angaben liefern, habe ich damals nicht besonders geführt. Er ist aber wichtig, weil doch gegenwärtig fast nur mehr Tagesaufstiege ausgeführt werden; und allen solchen Tagesfahrten spricht R. Nimführ die Beweiskraft ab in Sachen der oberen Inversionsschicht, auch den Gummiballons; denn auch bei diesen nehme infolge der Poren des Gummis die Vertikalgeschwindigkeit in den großen Höhen im Mittel ab statt zu, so daß auch dort Ventilationsmangel eintreten könne; und selbst das Platzen des Ballons sei nicht beweisend dafür, daß die Ventilation bis zum höchsten Punkt genügt habe.

Wenn auch die letztgenannten Behauptungen an sich zutreffen, und es überhaupt dankenswert und zeitgemäß ist, die Frage aufzuwerfen, so scheint es doch etwas unvorsichtig, nach gewissen, in ihrer Besonderheit wohl erkenn- und ausscheidbaren Fällen ein verallgemeinerndes Urteil aufzustellen. Insbesondere möchte ich die Bemerkung berichtigen, auch in Straßburg hätten wir gefunden, „daß die Ventilation nicht selten schon weit unterhalb der Maximalhöhe völlig ungenügend wird". Es läßt sich aus den bisher veröffentlichten Straßburger Fahrten ein einziges Beispiel anführen, gerade das auch von Nimführ zitierte vom 5. August 1904, wo die Ventilation von 16000 m (nicht 14000, wie Nimführ sagt) bis 18000 m zu gering ist; sie sinkt dort von 0.2 auf 0.05 [2]), und ich habe in der Publikation auch ausdrücklich auf den vorhandenen Strahlungseinfluß aufmerksam gemacht.

Betrag der Minimalventilation. Die entscheidende Frage ist nicht die, ob die Vertikalgeschwindigkeit der Gummiballons (von diesen soll im folgenden ausschließlich die Rede sein) in den größten Höhen ab- oder zunimmt, sondern vielmehr die, ob die dort noch vorhandene Vertikalgeschwindigkeit noch zur Ventilation genügt, namentlich in den Höhen, wo man die obere Inversion anzutreffen pflegt.

---

[1]) A. de Quervain, Über die Vergleichbarkeit usw. Beiträge z. Physik d. freien Atmosphäre, Bd. 1, S. 181.

[2]) Im Abdruck in d. Internat. Publ. sind die Ventilationszahlen falsch angegeben.

Digitized by Google

Darum sei hier die Frage erörtert, welches der kleinste noch zulässige Ventilationsbetrag ist. (Die Ventilationsgröße ist definiert als Vertikalgeschwindigkeit mal Luftdichte, die Ventilation 2 entspricht z. B. einer Aufstiegsgeschwindigkeit von 4 m. p. s. und einer Luftdichte von 0.50.) R. Nimführ und andere nehmen den kritischen Wert nach Hergesell gleich 1 an. Hierzu ist zu bemerken, daß dieser Wert nicht von Hergesell herrührt, sondern von ihm durch persönliche Überlieferung von Trappes übernommen ist, wo man diese Zahl nur als Vorsichtsgrenze annahm zu einer Zeit, da man noch nicht über hinreichende Daten verfügte. Gegenwärtig muß man annehmen, daß der Wert 1 zu groß ist, und daß bei Verwendung eines zweckmäßig angeordneten doppelten Strahlungsschutzes auch noch eine Ventilationsgröße von 0.5 bis 0.6 genügt. Als Beleg für diese Behauptung seien eine Anzahl Aufstiege angeführt, welche die Inversionszone nicht erreichten und wo bei den jeweils angegebenen Ventilationsgrößen in der Höhe von 10 bis 12 km eine unverminderte sehr starke Temperaturabnahme registriert wurde, also kein merklicher Strahlungseinfluß zur Geltung kam.

Datum (Zürich)	9. Jan. 03	5. Febr. 03	2. Juli 03	6. Aug. 03	3. Sept. 03
Ventilation	0.4	0.6	0.7	0.7	0.9
Zeit nach Sonnenaufgang	etwa 20^{min}	etwa 60^{min}	$3^h\,10^{min}$	2^h	etwa 50^{min}

Diese Zusammenstellung ist nicht etwa so zu verstehen, daß bei dem betreffenden Aufstieg höher oben noch kleinere Ventilationswerte vorgekommen wären, die dann nicht mehr genügt hätten; es sind vielmehr die kleinsten bei dem Aufstiege überhaupt vorgekommenen Ventilationswerte angegeben, unmittelbar vor dem Stehenbleiben des Uhrwerks; denn die Aufstiege gehören jener Zeit an, wo noch ziemlich regelmäßig durch diesen bedauerlichen Zwischenfall der über 11 bis 12 km liegende Teil des Aufstiegs verloren ging. Immerhin hat sich, wie hier hervorgehoben sei, das durch das Straßburger Institut vertretene Festhalten an der Verwendung eines Uhrwerks in der Folge gerechtfertigt, denn wie Nimführ richtig bemerkt, kann auf diese Weise kontrolliert werden, was während des Aufstiegs vor sich gegangen ist und namentlich, wie groß die Ventilation in jedem einzelnen Fall war und wo ihr Betrag sich der zulässigen Grenze nähert. Als Ergänzung zu den oben gegebenen Zahlen sei noch bemerkt, daß sich kein Fall fand, wo sich ein Ventilationswert größer als 0.4 oder gleich 0.5 als ungenügend herausgestellt hätte. Bei Aufstiegen, die erst mehrere Stunden nach Sonnenaufgang, vielleicht erst gegen Mittag stattfinden, scheint aber die Ventilationsgrenze besser auf etwa 0.6 bis 0.7 angenommen zu werden. Als nachweisbar ungenügend ergab sich (nach einem einzigen Fall) der Betrag 0.2. Es mag ja verwunderlich erscheinen, daß ein so geringer Ventilationsbetrag wie 0.5 bis 0.7 bei der in den hohen Schichten der Atmosphäre verzwei- oder verdreifachten Sonnenstrahlung noch genügen sollte; jedenfalls sind die Feststellungen von J. Maurer[1]) hier heranzuziehen, der experimentell zeigte und aus bekannten physikalischen Tatsachen erklärte, daß der Betrag der vom Thermometer an die Luft abgegebenen Wärme ceteris paribus mit abnehmendem Druck nicht diesem proportional, sondern viel langsamer abnimmt. Allerdings hat die abnehmende Temperatur, wie oben schon angeführt, den umgekehrten Einfluß, aber in unbekanntem Betrag.

Zu weitgehende Schlüsse dürfen allerdings nicht aus den oben zusammengestellten Ventilationsgrößen gezogen werden, denn dieselben gelten erstens nicht mehr ohne weiteres für die größten Höhen von 16 und 17 km (wiewohl die Zunahme der Strah-

[1]) l. c.

Digitized by Google

lungsintensität dort sicher nicht mehr sehr groß ist); andererseits besagen sie auch nur, daß 1 bis 2 Stunden nach Sonnenaufgang die Strahlung das Registrierthermometer noch nicht so weit beeinflussen kann, um einen tatsächlich vorhandenen Temperaturgradienten merklich geschwächt oder gar als Isothermie oder Inversion anzugeben. Diese Aussage genügt aber völlig für den vorliegenden Zweck. Dagegen ist es wohl möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß schon in Höhen von 12 km der Strahlungseinfluß nicht völlig gleich Null ist, und daß er in 16—17 km Höhe auch bei einem mit stetiger Geschwindigkeit von 5 bis 6 m steigenden Ballon in gewissen Fällen 1 bis 2 Grad erreichen mag. Spuren von einem solchen Einfluß lassen sich auch bei einzelnen Aufstiegen nachweisen. Aber gerade der weiter unten zu besprechende Nachweis, daß es sich im schlimmsten Falle nur um Spuren handelt, ist zugleich ein schlagendes Argument für die Realität des Inversionsphänomens an sich. Zunächst handelt es sich, wie gesagt, nicht um die allerhöchsten Schichten, sondern es genügt, den empirischen Beweis erbracht zu haben, daß in Höhen von 10 bis 12 km auch bei Tagballons die Registrierungen bei einer Ventilation von nicht unter 0.5 als in dem genannten Sinne zuverlässig betrachtet werden müssen; denn es war bei allen Aufstiegen in Straßburg und Zürich, wo in jener Höhe die obere Inversionszone erreicht wurde, die Ventilation mindestens so groß und meist erheblich größer als der genannte Grenzwert. Damit ist schon ein Beweis für die Realität jener Inversionszone geliefert.

Schlüsse aus dem Vergleich der Registrierung beim Auf- und Abstieg. Wir werden aber im folgenden einige noch schlagendere Belege beibringen; ich stütze mich hierbei auf die Aufstiege der meteorologischen Zentralanstalt in Zürich und eine Anzahl Aufstiege in Straßburg[1]), die unter den internationalen Aufstiegen wohl den Anspruch erheben dürfen, mit den geeignetsten Instrumenten ausgeführt und mit am sorgfältigsten bearbeitet worden zu sein. Namentlich bei diesen beiden Aufstiegsorten sind an die Höhenangaben auf Grund der Untersuchungen von H. Hergesell und E. Kleinschmidt[2]) richtige Kompensationskorrektionen angebracht. Zur Erläuterung unserer Behauptungen, und um auch den mit dieser Frage nicht direkt sich befassenden Fachgenossen eine möglichst klare Anschauung von dem Originalmaterial zu geben, um das es sich hier handelt, habe ich die Diagramme einer großen Anzahl von Aufstiegen, bei denen die obere Inversionszone angetroffen wurde, hier ganz getreu reproduziert. Es sei bemerkt, daß bei den Originalen 1 mm Ausschlag beim Druck etwa 12 – 15 mm Quecksilber, bei der Temperatur etwa 1.2 bis 1.8° entspricht, je nach den Konstanten des Instruments. Auf den beigegebenen Figuren sind die Originale auf den Maßstab 1 : 3 reduziert. Die Anfangstemperatur und die Temperatur an der Grenze der oberen Inversionsschicht, ebenso die entsprechende Höhe und die größte Höhe des Ballons ist besonders angeschrieben.

Auf diesen Diagrammen unterscheidet sich auf den ersten Blick die regelmäßige Kurve der Barographen von der verschiedene Eigentümlichkeiten zeigenden Kurve des Thermographen. Der Augenblick, wo der Ballon platzt, ist meist durch einen Knick auf der Barographenkurve deutlich markiert, und gleichzeitig ist auch in der Thermographenkurve ein kleiner Stoß zu sehen, von dem ausgehend man mit dem bloßen Auge schon durch Schätzung beurteilen kann, welche Teile der Barographen- und

[1]) Das meteorologische Institut in Straßburg hat mir in sehr dankenswerter Weise die gewünschten Angaben geliefert und namentlich die Reproduktion einer Anzahl von Originaldiagrammen bereitwillig gestattet.

[2]) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. I, S. 108.

Digitized by Google

Thermographenkurve einander zeitlich entsprechen. Da sind nun einige sehr wichtige Tatsachen hervorzuheben:

Bedeutung der Fälle mit verschiedener Vertikalgeschwindigkeit beim Auf- und Abstieg. Erstens hat der Verlauf der Temperaturkurve unmittelbar vor und nach dem Platzen des Ballons besondere Bedeutung, besonders bei den Aufstiegen, wo der Ballon (wie öfters der Fall) wesentlich schneller fällt, als er gestiegen ist.

Fig. 1.

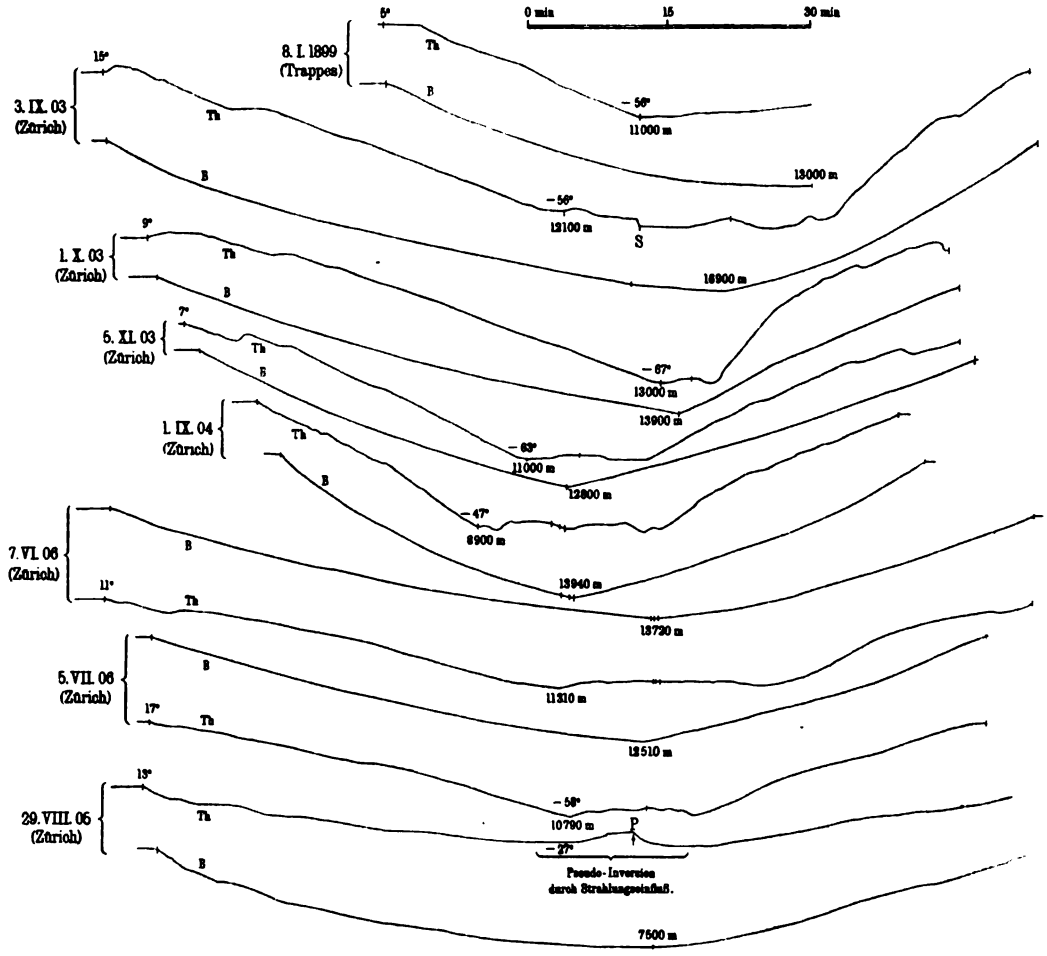


Diagramme von Tagesaufstiegen in Zürich, welche die obere Inversion zeigen [1]).

Wenn im letzteren Falle die registrierte obere Inversion nur durch die Sonnenstrahlung hervorgebracht wäre, so müßte notwendig beim Beginn des Fallens, wo eine viel stärkere Ventilation einsetzt, diese Strahlungswirkung aufhören und die Temperaturkurve müßte, zu den wahren Werten der umgebenden Lufttemperatur zurückkehrend, von jenem Augenblick an zunächst ganz rapid um viele Grade

[1]) Bei allen den in Fig. 1 und 2 wiedergegebenen Diagrammen, mit Ausnahme desjenigen von Trappes (Fig. 1), wurde die obere Inversion nach Sonnenaufgang erreicht. Der Betrag der betreffenden Zeitdifferenz ist im folgenden angegeben:

Fig. 1.	3. IX. 03	1. X. 03	5. XI. 03	1. IX. 04	7. VI. 06	5. VII. 06
Nach Sonnenaufgang . .	1h 10min	1h 10min	40min	1h 10min	4h	4h

Fig. 2.	1903	1904	1905						1906
	6. III.	3. XI.	9. II.	2. III.	5. IV.	11. V.	7. VI.	3. VIII.	5. X.	6. VII.
Nach Sonnenaufgang	30min	1h 10min	4h 30min	2h 20min	3h 20min	4h 20min	8h	4h 10min	1h 40min	4h 30min

Digitized by Google

sinken. Das ist nun tatsächlich keineswegs der Fall, wie z. B. die Kurven vom 1. Oktober 1903 (Zürich) (Fig. 1) vom 7. Juni 1905 und vom 6. Juli 1906 (Straßburg) (Fig. 2) beweisen.

Wurde gerade vor dem Platzen eine Isothermie registriert, so geht nach dem Platzen die Registrierung isotherm weiter. War die Temperatur eben etwas in Abnahme begriffen, so findet sich die genau entsprechende Registrierung auch unmittelbar nach dem Platzen, und ebenso für den Fall, daß vor dem Platzen eine leichte Temperatursteigerung registriert wurde. Von ganz besonderem Interesse sind gerade jene allerdings seltenen Fälle, wo in den höchsten Teilen des Aufstiegs die Ventilation sich der Grenze des zulässigen genähert hat. Da ist gleich nach dem Platzen, wo die Ventilation wieder stark wird, nicht etwa eine Temperaturabnahme von 10 bis 20°, wie es bei einer vorgetäuschten Inversion der Fall sein müßte, sondern nur ein ganz kleines, kurzes Sinken der Temperatur um 1 bis 2° zu konstatieren, dessen Betrag dem Maximum des vorhergehenden Strahlungseinflusses entspricht; dann aber wird weiterhin beim Abstieg dieselbe Inversion registriert wie beim Aufstieg. Man vergleiche hierzu die Kurve vom 5. Oktober 1905 und vielleicht auch vom 6. Juli 1906 (Straßburg) (Fig. 2). Liegt auch schon hierin ein Beweis für die Realität der oberen Inversion, so muß sich ein weiterer womöglich noch schlagenderer Beweis aufdrängen beim alleinigen Betrachten der vollständigen Auf- und Abstiegskurven, wie sie seit der Einführung besserer, in der Kälte nicht stehen bleibender Uhrwerke durch J. Maurer nun fast ausnahmslos erzielt werden.

Symmetrie der Inversion beim Auf- und Abstieg. Für den Kundigen bedarf es da gar nicht vieler Worte: Man braucht nur die absolute Symmetrie in allen registrierten Temperatureinzelheiten der Inversion beim Aufstieg und Abstieg z. B. beim Diagramm vom 1. Sept. 1904 (Zürich) (Fig. 1), oder vom 2. März 1905 und 7. Juni 1905 (Straßburg) (Fig. 2) zu sehen, um zu wissen, daß hier ein reales Temperaturphänomen vorliegt. Für weitere Beispiele kann im allgemeinen auf die beigegebenen Diagramme verwiesen werden; die einzelnen Kurven besonders anzuführen, ist eigentlich überflüssig, weil jeder Aufstieg, bei dem das Uhrwerk nicht vorzeitig stehen bleibt, ein Beispiel abgibt. Nur sei bemerkt, daß bei dem Nachweis der Zusammengehörigkeit einzelner Temperaturpunkte (die bei einigen Kurven durch entsprechende Buchstaben besonders markiert ist) die Verschiedenheit in der Steig- und Fallgeschwindigkeit und damit die mögliche Zusammendrängung in der einen Kurvenhälfte zu berücksichtigen ist, z. B. beim 3. Nov. 1904 und 6. Juni 1906 von Straßburg (Fig. 2). Hingegen sei die Gelegenheit der Nebeneinanderstellung so vieler mustergültiger Inversionsdiagramme benutzt, um eine gewisse Klassifikation der Art des Auftretens dieser Inversionszone zu versuchen. Da zeigt sich denn vor allem, daß die von Nimführ vorgeschlagene, der Thermik der Seen entnommene Bezeichnung Sprungschicht unzutreffend wäre. Bei den 16 Fällen der hier abgebildeten, keineswegs unter diesem besonderen Gesichtspunkte zusammengestellten Diagramme ist allemal eine ganz ausgesprochene Inversion mit anschließender, mehr oder weniger isothermer Schicht vorhanden. Nur ein ziemlich plötzliches Kleinerwerden der Gradienten ohne anschließende Inversion, wie es der Ausdruck „Sprungschicht“ andeuten würde, habe ich auch bei der Durchsicht eines viel größeren Materials nur ganz ausnahmsweise gefunden. Auch bei jenen zehn von Nimführ anerkannten und benutzten Fällen (l. c. S. 249) war, was aus seiner Zusammenstellung nicht zu ersehen ist, achtmal eine ganz ausgesprochene Inversion vorhanden, die in der Mehrzahl der Fälle mehr als 3 Grad betrug. Ver-

Digitized by Google

mutlich fehlte die Inversion auch in den beiden übrig bleibenden Fällen nicht; nur sind die Angaben für die größten Höhen bei der Einsendung für die internationale

Fig. 2.

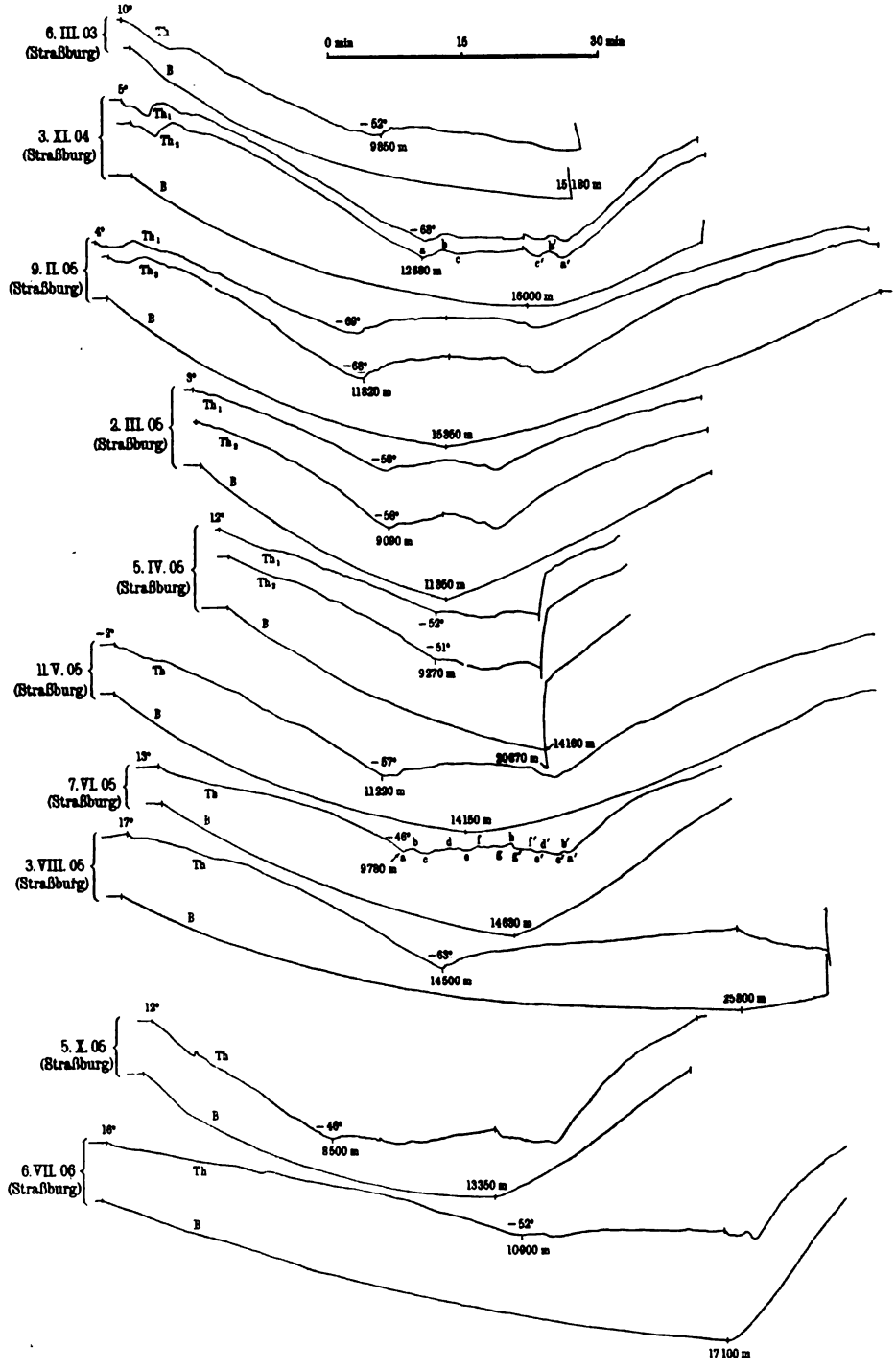


Diagramme von Tagesaufstiegen in Straßburg, welche die obere Inversion zeigen.

Publikation willkürlich weggelassen worden, wie es öfters bei den Aufstiegen von Trappes der Fall ist. Durch die im Sommer 1906 im Auftrag von L. Teisserenc de Bort und L. Rotch von H. Maurice auf dem Atlantischen Ozean ausgeführten

Digitized by Google

Registrieraufstiege wissen wir jetzt allerdings, daß gegen den Äquator zu die obere Inversion mehr und mehr in die Höhe gerückt wird und mehr und mehr nur den Charakter einer Abschwächung der Gradienten annimmt. Aber dort setzen oberhalb in noch größerer Höhe wieder sehr starke, völlig adiabatische Gradienten ein, so daß auch da der Vergleich mit der Sprungschicht der Seen nicht paßt. Es scheint mir daher besser, kurzweg den Ausdruck „obere Inversion" zu gebrauchen. — Bei dem einen Typus der oberen Inversion nehmen die vorher starken Gradienten allmählich ab und gehen zunächst in eine bis etwa 1000 m mächtige isotherme Schicht über; dann folgt ziemlich unvermittelt eine Temperaturzunahme von einigen Graden, und darauf eine unter Umständen mehrere tausend Meter mächtige Schicht, in der die Temperatur nahezu isotherm verläuft, immerhin nicht ohne einige charakteristische unregelmäßige Wellen; diese letzteren haben aber auch eine gewisse zeitliche und räumliche Konstanz, da sie sich beim Aufstieg wie beim Abstieg ziemlich unverändert wieder finden. Diesem Typus entsprechen z. B. die Aufstiege vom 5. Nov. 1903 und 7. Juni 1906 (Zürich) (Fig. 1), ferner derjenige vom 11. Mai 1905 (Straßburg). Bei manchen Aufstiegen setzt die Inversion auch ziemlich scharf gegen die unteren starken Gradienten ab, so bei den Diagrammen vom 5. Juli 1906 (Zürich) (Fig. 1), vom 3. Nov. 1904, 9. Febr. 1905, 7. Juni 1905 und 3. Aug. 1905 (Straßburg) (Fig. 2). In diesen letzteren Fällen ließe sich, von allen anderen Gründen abgesehen, schon wegen dieses einen Umstandes nicht an einen Einfluß der Strahlung denken. Es ließe sich schlechterdings nicht begreifen, warum die Temperaturen ganz plötzlich anfangen sollten, solche unvermittelten Sprünge zu machen, während doch in der Ventilation nicht die Spur einer entsprechenden Abnahme zu bemerken ist. Tatsächlich verhält sich die Temperaturkurve auch ganz anders in den Fällen, wo eine vorgetäuschte Inversion infolge einer nachweisbar ungenügenden Ventilation vorliegt, wie dies regelmäßig bei Tagaufstiegen von Papierballons und gelegentlich bei Gummiballons vorkommt, denen man einen ungenügenden Anfangsauftrieb gegeben hat, oder die unsorgfältig auf Löcher revidiert waren, oder wo die Qualität des Gummis zufällig eine schlechte war. Ein solches Beispiel ist das letzte Diagramm (Fig. 1) vom 29. Aug. 1905. Bei diesem Aufstieg, wo der Ballon offenbar das Gas verliert, wird die Ventilation allmählich beinahe null, und ebenso allmählich tritt die Fälschung der Temperaturkurve durch Strahlung ein. Schließlich kommt der Ballon doch zum Platzen und die beim nun erfolgenden Fallen einsetzende Ventilation läßt die Temperatur jetzt plötzlich sinken (Punkt P in der Figur). Von Symmetrie der Temperaturdetails ist hier nicht die Rede.

In nicht seltenen Fällen schließt sich bei dem oben charakterisierten Inversionstypus oberhalb der isothermen Zone eine Schicht an, in welcher die Temperatur wieder in ganz ausgesprochener Weise abnimmt, wenn sich auch der Gradient bei weitem nicht mehr dem adiabatischen Betrage nähert. Auf die wahrscheinliche Existenz einer solchen Schicht hat zuerst Assmann an Hand seiner Gummiballonaufstiege hingewiesen. Durch unser Material (siehe 1. Sept. 1904, Zürich, Fig. 1, und 6. März 1903, Straßburg, Fig. 2; ebenso die hier nicht reproduzierten, aber in der internationalen Publikation enthaltenen Aufstiege vom 5. März, 2. April und 7. Mai 1903 und 7. Dez. 1904 in Straßburg) ist ihr Vorhandensein für gewisse Fälle unzweifelhaft nachgewiesen und bildet einen weiteren Beweis für die Realität der Inversion. Andere zeigen diesen dritten Teil vielleicht nur deshalb nicht, weil der Aufstieg nicht hoch genug gegangen ist. Daneben sind aber auch Fälle zu nennen, wo selbst in sehr großer Höhe jene dritte Schicht nicht angetroffen wird, so die Aufstiege von Straßburg vom

Digitized by Google

9. Febr. 1905, 11. Mai 1905 und 3. Aug. 1905 (Fig. 2). (Wie sie sich in niedrigen Breiten verhält, ist oben schon angedeutet worden.)

Andererseits findet sich die Schicht mit erneuter Abnahme unter Umständen schon verhältnismäßig recht tief unten, wobei dann im oberen Teile ziemlich große Gradienten auftreten. Ganz besonderes Interesse verdient hierbei der Aufstieg vom 3. Sept. 1903 in Zürich. Wenn man von der leicht und zuverlässig zu eliminierenden Störung *S* in der Figur beim Aufstiegsteil der Thermographenkurve absieht, ergibt sich aus Aufstieg und Abstieg ein Bild von völliger Symmetrie, das einen bisher kaum bekannt gewordenen Typus der oberen Inversion darstellt: In 11490 m Beginn schwächerer Gradienten; von 12000 bis 12600 m Temperaturumkehrung; von 12600 m bis 13330 m wieder Temperaturabnahme und schließlich bis zum höchsten Punkt in 16900 m erneute Inversion! In Verbindung damit sei auch auf die kleine, aber bei Aufstieg und Abstieg sehr gut ausgeprägte Vorläufer-Inversion beim Aufstieg vom 1. Sept. 1904 in Zürich aufmerksam gemacht; solche Vorläufer-Inversionen fehlen auch nicht bei den Aufstiegen von Straßburg. (Vgl. 5. April 1905 in Fig. 2.)

Vorkommen und Höhenlage der oberen Inversion in barometrischen Depressionen. Aus allen vorhergehenden Auseinandersetzungen hat sich die Gewißheit ergeben, daß auch die Tagesaufstiege der Gummiballons völlig beweiskräftiges Material zum Studium der oberen Inversion liefern können [1]). Ich möchte darum noch an Hand dieses Materials jene Frage entscheiden, die R. Nimführ als eine noch offene bezeichnet hat, ob nämlich die obere Inversion bei zyklonalen Wetterlagen überhaupt vorkomme. Zwar von einer „Entscheidung" kann eigentlich nicht mehr die Rede sein, nachdem am Eingang gezeigt worden ist, daß die Einwände gegen die betreffenden unvergleichlich viel umfassenderen Untersuchungen von Teisserenc de Bort nicht stichhaltig sind. Immerhin mag eine Bestätigung der Hauptresultate von Teisserenc de Bort aus mehr im Binnenlande stattgehabten Aufstiegen doch ihren Wert haben. Da ergeben schon die sechs in Zürich bestimmten Inversionshöhen folgende Tatsachen: Zweimal wurde die Inversion bei entschieden zyklonaler Situation angetroffen, am 1. September 1904 und am 5. Juli 1906. Diese beiden Fälle haben zugleich die tiefste Lage der Inversion ergeben, nämlich 8900 m und 10800 m. In der Mitte kommt der Aufstieg vom 7. Juni 1906 mit 11300 m, bei welchem es ungewiß scheint, ob er zum Bereiche eines Minimums oder Maximums gehört. Die drei Aufstiege, die unzweifelhaft in Hochdruckgebieten stattgefunden haben, am 3. September, 1. Oktober und 5. November 1903, fanden die Inversion in den größten Höhen, nämlich in 13000, 14000 und 12000 m. (Bei allen diesen Angaben ist die wahre Aneroidkompensation berücksichtigt; bei den drei zuletzt angeführten Aufstiegen konnte allerdings nur eine

[1]) Es ist klar, daß dies auch für Tagesaufstiege von Papierballons gilt, soweit die Papierballons nur in den kritischen Höhen von 10 bis 12 km noch genügende Vertikalgeschwindigkeit besitzen; und dies letztere ist, wie aus den internationalen Publikationen nachzuweisen ist, öfters noch bis zu Höhen von 13, ja 14 km der Fall; so tragisch steht also auch bei Papierballons der Fall nicht. In der Praxis wird bei Tagesaufstiegen aber doch jetzt selbstverständlich der Gummiballon allgemein vorgezogen. In einer nachträglichen Fußnote bemerkt R. Nimführ, auf Grund von gewissen bei der Prüfung der Ballonthermographen gemachten Beobachtungen erscheinen ihm neuerdings wieder alle Angaben über die obere Inversion als zweifelhaft. Da er die in Aussicht gestellten näheren Mitteilungen bisher nicht gemacht hat, darf wohl angenommen werden, daß er von selbst seither von dieser Sache zurückgekommen ist. Am Meteorologischen Institut in Straßburg, wo man der kritischen Untersuchung dieser Registrierinstrumente bisher am meisten Aufmerksamkeit gewidmet hat, ist von einem prinzipiellen Fehler in der Art des von R. Nimführ nur ganz unbestimmt angedeuteten, nie etwas entdeckt worden. Auch dürften sowohl die oben gemachten Auseinandersetzungen, wie auch die Übereinstimmung so verschieden konstruierter Thermometer, wie des bimetallischen und des Rohrthermometers, den Gedanken an eine Täuschung durch einen Instrumentfehler überhaupt nicht aufkommen lassen.

Digitized by Google

annähernde Korrektion von 1000 ± 300 m ermittelt werden.) Am 3. September und am 1. Oktober 1903 wurde bei den gleichzeitigen, ebenfalls im Bereiche des Hochdruckes stattgefundenen Aufstiegen in Straßburg, wo die verwertbare Registrierung bis 10 790 bzw. 11 200 m reichte, die obere Inversion nicht erreicht. Am 5. November dagegen fand sie sich auch dort in 10 720 m [1]). Die übrigen Aufstiege in Straßburg erlauben folgende Feststellungen über das Vorkommen und die Höhe der oberen Inversion in bezug auf die Luftdruckverteilung.

Von den 26 Aufstiegen, welche die obere Inversion erreichten, fanden 12 im Bereiche einer Depression statt, die anderen 14 in mehr oder weniger antizyklonaler Lage. Die Scheidung der Wetterlage wurde absichtlich vorgenommen, bevor die Inversionshöhen zusammengestellt waren.

Inversionshöhe im zyklonalen Gebiet; Straßburg.

	1903		1904	1905							1906	
Datum	6. III.	7. V.	1. IX.	2. III.	5. IV.	7. VI.	3. VIII.	30. VIII.	5. X.	9. XI.	1. III.	5. VII.
Luftdruck*)	762	759	762	752	760	755	760	755	752	763	760	760
Lage des Depressionszentrums in	N	NW	N u. S	SE	N	E	W	NE	N	E	NW	Centr.
Höhenlage der Inversion	9850[2])	9300	10 200	9090	9270	9780	14 500	9750	8500	9570	11 080	10 940

*) Nach d. Synopt. Karte; auf M. N. reduziert.

Inversionshöhe im antizyklonalen Gebiet; Straßburg.

	1903	1904			1905				1906				
Datum	5. XI.	5. VIII.	3. XI.	1. XII.	5. I.	9. II.	11. V.	7. XII.	4. I.	1. II.	5. IV.	3. V.	7. VI.
Luftdruck	772	765	772	765	765	775	768	767	765	773	764	766	767
Lage des Druckmax. in	NW	C	C	W	SW	NE	C	SW	E	W	E	SE	NW
Höhenlg. d. Invers.	10720[2])	12550	12910	13020	11390	11820	11220	10600[3]) 15700	9200[3]) ?	11730	10600	12000	11080

Aus der Vergleichung dieser beiden Tabellen geht hervor, daß im allgemeinen die obere Inversion in zyklonalen Gebieten wesentlich tiefer liegt als in antizyklonalen und sich im ersteren Falle meist zwischen 9000 und 10 000 m findet. In den beiden am ausgeprägtesten zyklonalen Fällen (2. III. und 5. X. 1905) hatte die Inversion auch ihre absolut niedrigste Höhe (9090 und 8500 m). Andererseits findet sich die Inversion bei ausgeprägt antizyklonaler Situation (Druck unten über 770 m) im allgemeinen in der Höhe von 11 000 bis 13 000 m. Die aus den wenigen Züricher Aufstiegen gezogenen Schlüsse werden also bestätigt und entsprechen den früheren Aufstellungen von Teisserenc de Bort. Ausnahmen von der Regel, daß in Depressionen die obere Inversion am tiefsten liegt, kommen allerdings vor, so beim Aufstieg vom 3. August 1905, wo bei zyklonaler Situation die Inversion erst in 14 500 m Höhe angetroffen wird!

Die Bewegungsrichtung in der oberen Inversion. Schließlich möchte ich, ohne mich weiter auf theoretische Erörterungen einzulassen, noch kurz auf jenen Punkt der Nimführschen Arbeit zu sprechen kommen, wo zur Erklärung der oberen Inversion im Anschluß an bekannte Vorstellungen angenommen wird, in jener Höhe herrsche eine Luftströmung mit polwärts gerichteter Komponente und einer schwachen Neigung zur Horizontalen, die dem Gefälle der Isobarenflächen entspreche. Wenn ich

[1]) Für diese drei Höhenangaben konnte die Kompensationskorrektion nicht mehr ermittelt werden. Die Höhen sind wahrscheinlich etwas zu klein.
[2]) Kompensationskorrektion unbekannt; Höhe vermutlich etwas zu klein.
[3]) Inversionshöhen fraglich; nur Abnahme des Gradienten vorhanden.

Digitized by Google

recht verstanden habe, soll die relative Erwärmung in der Inversionsschicht durch die vertikale Bewegungskomponente erklärt werden, welche aus der Neigung der Isobarenflächen folgt. Wie kann aber bei einer Bewegung in einer Fläche gleichen Druckes adiabatische Erwärmung zustande kommen?? Doch abgesehen von dieser Frage sei bemerkt, daß man bei Erklärungsversuchen jedenfalls alle wirklichen Feststellungen herbeizuziehen hat; hierzu möchte ich durch den Hinweis beitragen, daß bei der in jener Inversion wirklich schon gemessenen Strömungsrichtung niemals eine Komponente nach Norden, sondern vielmehr aus Norden gefunden worden ist. Schon bei der ersten, von mir selbst ausgeführten und auch von R. Nimführ zitierten Messung am 9. Februar 1905 ergab sich in der Inversion zunächst eine Nordost- und höher eine Nordwestströmung, bei einer auf etwa 10 m pro Sekunde sinkenden Geschwindigkeit. Auch bei einer am 7. Juli 1906 in Zürich gelungenen Messung war die Richtung in der oberen Inversion aus Nordost, mit etwa 8 m pro Sekunde. Nach gütiger Mitteilung des Herrn von Bassus fand sich auch bei den beiden bisher in München gelungenen Strömungsbestimmungen eine starke Komponente aus Nord, ebenfalls verbunden mit Abflauen der Strömung in der Inversionsschicht. — Gewiß sind dies alles nur erst vereinzelte Angaben, deren Beweiskraft durch jede neue Bahnbestimmung modifiziert werden kann. Ich ziehe darum auch vorderhand daraus keinen anderen Schluß als den, daß es vielleicht besser ist, noch ziemlich viel weitere Beobachtungen zu gewinnen, wohl am besten an Hand der von mir schon oft angepriesenen Anvisierungsmethode, bevor man jener nun wohl uneingeschränkt als real anzuerkennenden oberen Inversion ihre Stelle im Schema der allgemeinen Zirkulation anweisen kann. Vielleicht kommt es dann zugleich auch zu gewissen Modifikationen in den gegenwärtigen Vorstellungen von der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.

Mitteilungen aus dem norwegischen meteorologischen Institut.

Die tägliche Periode des Luftdruckes und der Temperatur in Norwegen.

Von B. J. Birkeland, I. Assistent am met. Inst. Kristiania.

Stationen und Instrumente.

Die folgenden sieben Tabellen enthalten die tägliche Periode des Luftdruckes für Kristiania, Bergen, Dovre, Trondhjem, und die tägliche Periode der Lufttemperatur für Kristiania, Aasnes, Trondhjem.

Die Registrierinstrumente sind französische. (Richard Frères.)

Von 1884 bis 1893 wurde in Kristiania ein Termograph „Rung“ benutzt, welcher die Temperatur für jede Stunde mittels Umkehrthermometern fixierte, eine Konstruktion, die öfters (etwa 5 Tage per Monat) versagte. Die Angaben der Richard-Instrumente werden durch drei- oder zweimal tägliche Terminobservationen kontrolliert. Diese Arbeit, nebst der Berechnung der Stunden- und Tagesmittel, ist von dem Wachtmeister des astronomischen Observatoriums, dem Herrn Eriksen, ausgeführt. Die Temperaturen sind alle auf die fünfzigjährige Periode (1840 bis 1890) reduziert worden.

1. Kristiania: Bodenkonfiguration: breiter Talkessel; größte Höhe der Umgebung 500 m; Klima: gemischt („Fjordklima“).

Digitized by Google

2. Bergen: Küstengebiet des Nordmeeres; 3 bis 4 km breites Tal zwischen 500 bis 600 m hohen Bergen. Seeklima.

3. Dovre: Meereshöhe 644 m. Auf einer Terrasse, etwa 100 m über dem Talboden: Ostseite. Gebirgsklima.

4. Trondhjem: Dicht bei dem breiten Trondhjemsfjord, keine höheren Gebirge in der nächsten Nähe. Fjordklima.

5. Aasnes: Meereshöhe 233.5 m. Offenes, ziemlich flaches Waldterrain. Kontinentales Klima.

Täglicher Gang des Luftdruckes, Abweichungen der Stundenmittel vom Tagesmittel.

Kristiania, 10° 43′ EL., 59° 55′ NBr., Seehöhe 24.9 m. 11 Jahre (1893—1903). mm. Mittl. Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	+0.08	+0.12	+0.07	+0.13	+0.11	+0.16	+0.16	+0.13	+0.15	+0.11	−0.02	+0.09	+0.11
1a	+ .04	+ .10	+ .06	+ .12	+ .16	+ .20	+ .18	+ .16	+ .12	+ .07	— .04	+ .06	+ .10
2	+ .01	+ .04	+ .05	+ .13	+ .21	+ .26	+ .19	+ .16	+ .12	+ .02	— .07	+ .06	+ .10
3	— .03	— .07	— .02	+ .10	+ .21	+ .27	+ .18	+ .14	+ .08	— .08	— .14	+ .06	+ .06
4	— .11	— .18	— .08	+ .07	+ .24	+ .30	+ .20	+ .12	+ .03	— .15	— .19	— .02	+ .02
5	— .18	— .21	— .07	+ .09	+ .34	+ .36	+ .24	+ .16	+ .01	— .18	— .18	— .03	+ .02
6	— .24	— .25	— .02	+ .17	+ .41	+ .43	+ .28	+ .20	+ .06	— .17	— .15	— .10	+ .05
7	— .24	— .17	+ .10	+ .27	+ .47	+ .48	+ .34	+ .27	+ .16	— .05	— .05	— .06	+ .12
8	— .14	— .06	+ .20	+ .31	+ .50	+ .49	+ .38	+ .32	+ .26	+ .08	+ .11	+ .03	+ .21
9	+ .01	+ .04	+ .26	+ .33	+ .45	+ .43	+ .36	+ .34	+ .30	+ .16	+ .22	+ .15	+ .25
10	+ .18	+ .17	+ .29	+ .33	+ .35	+ .32	+ .29	+ .30	+ .28	+ .21	+ .33	+ .29	+ .28
11	+ .22	+ .22	+ .25	+ .23	+ .21	+ .17	+ .19	+ .19	+ .21	+ .21	+ .32	+ .28	+ .23
Mttg.	+ .13	+ .20	+ .19	+ .08	+ .05	+ .03	+ .05	+ .06	+ .10	+ .15	+ .23	+ .13	+ .12
1p	— .00	+ .06	+ .07	— .05	— .10	— .12	— .10	— .07	— .03	+ .02	+ .09	— .03	— .02
2	— .13	— .08	— .12	— .21	— .28	— .28	— .25	— .20	— .19	— .11	— .07	— .18	— .17
3	— .10	— .14	— .25	— .33	— .40	— .41	— .34	— .31	— .32	— .18	— .12	— .19	— .26
4	— .06	— .16	— .32	— .43	— .52	— .52	— .43	— .41	— .41	— .22	— .14	— .17	— .32
5	— .00	— .10	— .32	— .49	— .61	— .60	— .50	— .46	— .45	— .19	— .10	— .13	— .33
6	+ .02	— .02	— .25	— .46	— .63	— .63	— .50	— .48	— .40	— .09	— .05	— .12	— .31
7	+ .06	+ .03	— .14	— .31	— .55	— .59	— .44	— .39	— .24	— .02	— .00	— .09	— .22
8	+ .08	+ .07	— .06	— .14	— .39	— .46	— .34	— .24	— .07	+ .04	.00	— .06	— .13
9	+ .12	+ .10	+ .01	— .04	— .21	— .28	— .18	— .11	+ .01	+ .10	+ .01	— .01	— .04
10	+ .14	+ .14	+ .04	+ .02	— .08	— .03	— .03	+ .00	+ .07	+ .13	+ .00	+ .02	+ .03
11	+ .13	+ .15	+ .07	+ .09	+ .04	+ .06	+ .08	+ .10	+ .13	+ .13	— .00	+ .07	+ .09
Mttn.	+ .08	+ .12	+ .07	+ .13	+ .11	+ .16	+ .16	+ .13	+ .15	+ .11	— .02	+ .09	+ .11
Mittl. Ordinat.	±0.102	±0.120	±0.138	±0.206	±0.313	±0.331	±0.260	±0.222	±0 175	±0.120	±0.110	±0.103	±0.150

Die harmonischen Konstituenten nach der Formel:

$a_1 sin\,(A_1 + x) + a_2 sin\,(A_2 + 2x) + a_3 sin\,(A_3 + 3x)$. ($x = 0$ für Mitternacht.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
a_1	0.074	0.048	0.148	0.296	0.487	0.511	0.388	0.327	0.232	0.021	0.103	0.078	0.1977 mm
A_1	163° 56′	166° 51′	347° 49′	2° 40′	0° 40′	3° 18′	3° 57′	3° 23′	7° 3′	6° 53′	277° 52′	354° 52′	0° 16′ 53″
a_2	0.130	0.168	0.188	0.173	0.141	0.121	0.133	0.154	0.207	0.183	0.163	0.133	0.1576 mm
A_2	124° 36′	123° 47′	136° 32′	135° 36′	137° 14′	127° 5′	129° 40′	130° 25′	136° 21′	136° 17′	141° 13′	126° 50′	132° 54′ 37″
a_3	0.080	0.066	0.024	0.002	0.038	0.048	0.031	0.019	0.013	0.044	0.069	0.079	0.0237 mm
A_3	330° 31′	332° 13′	309° 25′	245° 16′	134° 2′	117° 19′	101° 57′	105° 49′	311° 6′	341° 59′	344° 51′	344° 44′	352° 42′ 46″

Korrektion zum wahren Tagesmittel für das Mittel: $\frac{1}{3}$ (8a + 2p + 8p):

c: +0.07 +0.02 −0.01 −0.01 +0.05 +0.08 +0.08 +0.05 −0.01 −0.01 +0.02 +0.07 mm.

Bergen, 5° 18′ EL., 60° 24′ NBr., Seehöhe etwa 40 m. 8. Jahre (1896—1904). mm. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	−0.02	+0.10	+0.14	+0.16	+0.10	+0.14	+0.16	+0.13	+0.08	+0.10	+0.12	+0.22	+0.12
1a	— .05	+ .06	+ .08	+ .07	+ .03	+ .08	+ .09	+ .04	— .01	+ .05	+ .08	+ .16	+ .06
2	— .07	— .03	.00	+ .01	— .05	+ .02	+ .00	— .03	— .09	— .04	+ .03	+ .13	— .01
3	— .09	— .14	— .11	— .07	— .16	— .07	— .11	— .15	— .21	— .14	— .04	+ .05	— .10
4	— .17	— .24	— .21	— .17	— .22	— .14	— .18	— .25	— .32	— .22	— .11	— .05	— .19
5	— .25	— .28	— .26	— .21	— .21	— .15	— .21	— .28	— .36	— .29	— .18	— .14	— .24
6	— .29	— .31	— .25	— .18	— .18	— .13	— .20	— .26	— .31	— .31	— .21	— .18	— .24
7	— .22	— .28	— .17	— .14	— .10	— .10	— .17	— .21	— .17	— .22	— .18	— .17	— .18
8	— .09	— .18	— .08	— .07	— .03	— .04	— .11	— .13	— .05	— .10	— .05	— .09	— .09
9	+ .10	— .09	+ .03	— .03	+ .01	— .02	— .07	— .07	+ .07	+ .01	+ .03	+ .01	— .00
10	+ .22	— .02	+ .10	+ .01	+ .04	— .02	— .05	— .04	+ .13	+ .09	+ .09	+ .07	+ .05
11	+ .27	+ .09	+ .14	+ .01	+ .06	+ .00	— .03	— .01	+ .14	+ .14	+ .12	+ .10	+ .09
Mttg.	+ .22	+ .12	+ .14	+ .03	+ .07	+ .02	— .01	+ .02	+ .15	+ .12	+ .09	+ .04	+ .08

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1p	+0.15	+0.12	+0.08	+0.06	+0.10	+0.02	+0.03	+0.03	+0.17	+0.07	+0.01	−0.05	+0.07
2	+ .08	+ .07	+ .03	+ .06	+ .07	+ .02	+ .06	+ .05	+ .13	+ .00	− .04	− .12	+ .03
3	+ .06	+ .03	− .05	− .01	+ .01	+ .02	+ .07	+ .04	+ .08	− .04	− .08	− .13	.00
4	+ .05	.00	− .13	− .08	− .02	− .03	+ .05	+ .06	+ .00	− .07	− .06	− .10	− .03
5	+ .02	+ .05	− .15	− .10	− .04	− .07	+ .01	+ .05	− .01	− .03	− .04	− .09	− .03
6	− .02	+ .11	− .09	− .06	− .05	− .06	+ .01	+ .05	+ .01	+ .06	− .02	− .09	− .01
7	− .04	+ .16	+ .06	+ .04	− .00	− .02	+ .02	+ .11	+ .08	+ .11	+ .04	− .06	+ .01
8	+ .02	+ .17	+ .15	+ .14	+ .10	+ .05	+ .09	+ .18	+ .12	+ .18	+ .07	+ .02	+ .11
9	+ .04	+ .18	+ .18	+ .19	+ .16	+ .13	+ .16	+ .22	+ .13	+ .20	+ .09	+ .11	+ .15
10	+ .04	+ .14	+ .19	+ .17	+ .17	+ .17	+ .20	+ .23	+ .14	+ .19	+ .11	+ .16	+ .16
11	+ .01	+ .13	+ .17	+ .17	+ .15	+ .18	+ .21	+ .20	+ .11	+ .16	+ .12	+ .21	+ .15
Mttn.	− .02	+ .10	+ .14	+ .16	+ .10	+ .14	+ .16	+ .13	+ .08	+ .10	+ .12	+ .22	+ .12
Mittl. Ordinat.	±0.108	±0.129	±0.125	±0.093	±0.089	±0.071	±0.096	±0.118	±0.128	±0.123	±0.084	±0.106	±0.092

Die harmonischen Konstituenten nach der Formel:

$a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x)$. ($x = 0$ für Mitternacht.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
a_1	0.131	0.179	0.083	0.096	0.089	0.074	0.134	0.176	0.156	0.134	0.060	0.090	0.1025 mm
A_1	229°26′	175°33′	165°23′	149°56′	180°29′	141°42′	156°34′	164°46′	202°38′	173°36′	155°12′	97°6′	170°47′3″
a_2	0.131	0.115	0.177	0.122	0.123	0.111	0.095	0.107	0.157	0.155	0.116	0.135	0.1266 mm
A_2	108°41′	113°4′	123°33′	120°19′	125°55′	127°2′	108°18′	125°17′	123°57′	129°35′	120°8′	110°12′	119°21′7″
a_3	0.054	0.024	0.025	0.016	0.020	0.031	0.038	0.018	0.019	0.041	0.045	0.041	0.0116 mm
A_3	337°51′	270°35′	291°50′	189°37′	133°21′	134°21′	119°42′	106°48′	45°42′	327°34′	347°27′	0°42′	0°19′43″

Korrektion zum wahren Tagesmittel für das Mittel: $\frac{1}{3}$ (8a + 2p + 8p):

c: +0.03 0.00 −0.02 −0.07 −0.04 −0.01 −0.01 −0.04 −0.07 −0.02 0.00 +0.03 mm.

Dovre, 9° 7′ EL., 62° 5′ NBr., Seehöhe 644.0 m. 9 Jahre (1896—1904). mm. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	+0.01	+0.12	+0.07	+0.13	+0.20	+0.34	+0.32	+0.21	+0.14	+0.14	+0.03	+0.03	+0.15
1a	− .02	+ .05	+ .06	+ .11	+ .18	+ .36	+ .32	+ .20	+ .11	+ .11	+ .03	+ .03	+ .13
2	− .07	− .01	+ .03	+ .08	+ .18	+ .38	+ .31	+ .20	+ .09	+ .05	− .00	+ .00	+ .10
3	− .08	− .11	− .03	+ .03	+ .14	+ .34	+ .27	+ .16	+ .03	− .03	− .05	− .00	+ .06
4	− .14	− .21	− .10	− .04	+ .10	+ .30	+ .25	+ .12	− .02	− .10	− .10	− .04	+ .00
5	− .22	− .26	− .15	− .07	+ .08	+ .28	+ .23	+ .10	− .09	− .15	− .16	− .11	− .04
6	− .27	− .28	− .14	− .04	+ .09	+ .24	+ .22	+ .11	− .09	− .19	− .18	− .14	− .06
7	− .29	− .27	− .09	− .01	+ .07	+ .19	+ .20	+ .11	− .02	− .15	− .13	− .15	− .05
8	− .16	− .13	.00	+ .07	+ .06	+ .11	+ .13	+ .10	+ .07	− .03	+ .00	− .06	+ .01
9	− .03	− .05	+ .04	+ .10	+ .05	+ .06	+ .10	+ .10	+ .11	+ .05	+ .09	+ .04	+ .05
10	+ .10	+ .02	+ .10	+ .10	+ .01	− .03	+ .01	+ .07	+ .12	+ .10	+ .18	+ .15	+ .08
11	+ .17	+ .09	+ .12	+ .07	− .03	− .12	− .08	+ .00	+ .08	+ .11	+ .19	+ .20	+ .07
Mttg.	+ .16	+ .11	+ .10	+ .01	− .09	− .20	− .19	− .05	+ .03	+ .07	+ .13	+ .14	+ .02
1p	+ .10	+ .08	+ .08	− .01	− .11	− .26	− .26	− .11	− .03	+ .01	+ .08	+ .07	− .03
2	+ .05	− .00	− .02	− .07	− .16	− .33	− .32	− .21	− .12	− .09	− .04	− .02	− .11
3	+ .05	− .03	− .06	− .12	− .20	− .36	− .36	− .25	− .18	− .13	− .08	− .04	− .14
4	+ .07	− .01	− .11	− .17	− .22	− .40	− .40	− .29	− .22	− .15	− .07	− .03	− .17
5	+ .11	+ .02	− .14	− .20	− .24	− .42	− .41	− .31	− .23	− .11	− .05	− .03	− .17
6	+ .07	+ .09	− .10	− .20	− .24	− .40	− .39	− .31	− .19	− .05	− .05	− .03	− .15
7	+ .08	+ .15	− .01	− .12	− .18	− .31	− .30	− .25	− .07	+ .03	− .00	− .03	− .08
8	+ .09	+ .15	+ .08	+ .02	− .06	− .16	− .13	− .07	+ .08	+ .09	+ .02	− .03	+ .01
9	+ .09	+ .15	+ .11	+ .09	+ .05	− .01	+ .03	+ .04	+ .12	+ .14	+ .05	− .01	+ .07
10	+ .09	+ .16	+ .09	+ .10	+ .14	+ .16	+ .17	+ .13	+ .13	+ .14	+ .05	+ .02	+ .11
11	+ .06	+ .16	+ .08	+ .12	+ .19	+ .27	+ .28	+ .18	+ .16	+ .14	+ .03	+ .03	+ .14
Mttn.	+ .01	+ .12	+ .07	+ .13	+ .20	+ .34	+ .32	+ .21	+ .14	+ .14	+ .03	+ .03	+ .15
Mittl. Ordinat.	±0.108	±0 112	±0.079	±0.087	±0.127	±0.251	±0.237	±0.154	±0.153	±0.098	±0.074	±0.059	±0.083

Die harmonischen Konstituenten nach der Formel:

$a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x)$. ($x = 0$ für Mitternacht.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
a_1	0.145	0.149	0.017	0.078	0.187	0.370	0.356	0.223	0.089	0.058	0.038	0.036	0.0874 mm
A_1	198°44′	169°36′	155°53′	36°30′	43°37′	42°37′	39°43′	34°33′	48°30′	119°11′	237°56′	247°20′	51°56′24″
a_2	0.093	0.120	0.119	0.117	0.079	0.078	0.093	0.104	0.143	0.136	0.114	0.091	0.1057 mm
A_2	105°30′	120°26′	122°36′	125°37′	118°5′	103°31′	123°55′	122°3′	134°1′	127°34′	123°48′	103°55′	120°27′42″
a_3	0.055	0.042	0.027	0.004	0.024	0.029	0.035	0.017	0.018	0.043	0.054	0.053	0 0148 mm
A_3	325°21′	333°8′	297°46′	109°53′	145°21′	137°46′	135°35′	156°9′	312°15′	331°56′	337°36′	331°42′	331°35′46″

Korrektion zum wahren Tagesmittel für das Mittel: $\frac{1}{3}$ (8a + 2p + 8p):

c: +0.02 +0.01 0.00 −0.02 +0.05 +0.12 +0.12 +0.05 −0.02 000 +0.01 +0.02 mm.

Digitized by Google

Trondhjem, 10° 25′ EL., 63° 26′ NBr., Seehöhe 20.3 m. 9 Jahre (1896—1904). mm. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	−0.05	+0.12	+0.03	+0.08	+0.16	+0.20	+0.17	+0.16	+0.09	+0.08	0.00	−0.03	+0.08
1ª	− .08	+ .06	+ .05	+ .08	+ .16	+ .21	+ .14	+ .11	+ .04	+ .11	+ .01	− .05	+ .07
2	− .07	+ .01	+ .06	+ .06	+ .16	+ .21	+ .13	+ .09	+ .03	+ .10	+ .02	− .03	+ .06
3	− .09	− .09	− .00	+ .02	+ .12	+ .19	+ .10	+ .04	− .04	− .00	− .01	− .03	+ .02
4	− .15	− .13	− .07	− .02	+ .11	+ .16	+ .08	− .02	− .10	− .06	− .07	− .06	− .03
5	− .24	− .23	− .09	− .04	+ .09	+ .14	+ .08	− .04	− .16	− .13	− .12	− .12	− .07
6	− .25	− .27	− .06	− .01	+ .08	+ .15	+ .08	− .03	− .13	− .18	− .14	− .13	− .08
7	− .24	− .26	+ .01	+ .06	+ .07	+ .13	+ .06	− .02	− .06	− .12	− .07	− .13	− .05
8	− .20	− .21	− .00	+ .08	+ .08	+ .13	+ .08	+ .01	+ .03	− .02	+ .00	− .08	− .01
9	− .04	− .09	+ .08	+ .11	+ .08	+ .11	+ .10	+ .04	+ .09	+ .07	+ .10	+ .04	+ .06
10	+ .10	− .00	+ .11	+ .09	+ .05	+ .05	+ .08	+ .05	+ .12	+ .10	+ .13	+ .14	+ .09
11	+ .16	+ .02	+ .10	+ .04	− .01	− .02	+ .03	+ .01	+ .09	+ .08	+ .14	+ .18	+ .07
Mttg.	+ .15	+ .02	+ .08	− .00	− .06	− .10	− .04	− .03	+ .05	+ .02	+ .11	+ .12	+ .03
1ᵖ	+ .12	+ .01	+ .05	− .01	− .09	− .16	− .10	− .05	+ .03	− .00	+ .07	+ .07	− .01
2	+ .15	− .03	− .04	− .06	− .15	− .22	− .15	− .09	− .04	− .06	.00	+ .03	− .06
3	+ .15	− .05	− .12	− .11	− .19	− .28	− .18	− .13	− .10	− .11	− .05	+ .02	− .10
4	+ .14	− .01	− .17	− .16	− .22	− .32	− .22	− .15	− .14	− .12	− .09	+ .02	− .12
5	+ .13	+ .05	− .13	− .19	− .25	− .32	− .23	− .15	− .13	− .09	− .06	+ .03	− .11
6	+ .10	+ .13	− .06	− .18	− .24	− .29	− .23	− .16	− .10	− .03	− .03	+ .04	− .09
7	+ .07	+ .17	+ .04	− .08	− .16	− .20	− .17	− .08	+ .00	+ .04	+ .00	+ .02	− .03
8	+ .08	+ .21	+ .07	+ .02	− .07	− .10	− .09	+ .02	+ .10	+ .08	+ .04	+ .03	+ .03
9	+ .07	+ .20	+ .05	+ .06	+ .04	+ .03	+ .01	+ .12	+ .12	+ .10	+ .03	+ .01	+ .07
10	+ .04	+ .21	+ .02	+ .08	+ .11	+ .12	+ .10	+ .16	+ .11	+ .07	− .01	− .02	+ .08
11	− .02	+ .16	− .00	+ .06	+ .14	+ .18	+ .16	+ .17	+ .11	+ .06	− .02	− .04	+ .08
Mttn.	− .05	+ .12	+ .03	+ .08	+ .16	+ .20	+ .17	+ .16	+ .09	+ .08	.00	− .03	+ .08
Mittl. Ordinat.	±0.120	±0.115	±0.062	±0.071	±0.121	±0.167	±0.117	±0.080	±0.084	±0.076	±0.055	±0.061	±0.063

Die harmonischen Konstituenten nach der Formel:

$a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x)$. ($x = 0$ für Mitternacht.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
a_1	0.170	0.174	0.022	0.077	0.175	0.248	0.165	0.095	0.021	0.043	0.034	0.075	0.0395 mm
A_1	206° 44′	155° 19′	4° 3′	24° 11′	36° 22′	35° 20′	31° 58′	64° 10′	106° 11′	113° 19′	261° 15′	231° 34′	60° 57′ 59″
a_2	0.068	0.092	0.086	0.090	0.075	0.080	0.085	0.097	0.126	0 096	0.079	0.053	0.0844 mm
A_2	86° 7′	127° 28′	135° 50′	135° 46′	116° 13′	131° 45′	123° 48′	126° 50′	135° 19′	126° 35′	124° 15′	110° 6′	125° 28′ 25″
a_3	0.044	0.047	0.046	0.005	0.013	0.013	0.014	0.010	0.019	0.053	0.050	0.054	0.0215 mm
A_3	323° 26′	320° 50′	310° 39′	172° 48′	156° 45′	142° 27′	120° 17′	149° 49′	321° 54′	340° 33′	328° 19′	325° 13′	325° 27′ 30′

Korrektion zum wahren Tagesmittel für das Mittel: $\frac{1}{3}(8^a + 2^p + 8^p)$:

: − 0.01 + 0.01 − 0.01 − 0.03 + 0.03 + 0.06 + 0.06 + 0.03 − 0.03 − 0.01 + 0.01 − 0.01 mm.

Täglicher Gang der Lufttemperatur.

Kristiania, 10° 43′ EL, 59° 55′ NB, Seehöhe 24.9 m. 20 Jahre (1884—1903). C°. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	−4.75	−5.24	−2.62	2.32	7.62	11.95	13.92	13.33	9.37	4.55	−0.38	−3.85	3.85
1ª	−4.80	−5.42	−2.85	1.97	7.10	11.31	13.44	12.96	9 10	4.40	−0.42	−3.93	3.57
2	−4.85	−5.59	−3.10	1.69	6.67	10.83	13.01	12.66	8.91	4.30	−0.51	−3.99	3.34
3	−4.92	−5.72	−3.34	1.40	6.32	10.47	12.68	12.37	8.72	4.17	−0.57	−4.04	3.13
4	−4.97	−5.83	−3.54	1.18	6.12	10.60	12.60	12.18	8.54	4.07	− 0.64	−4.11	3.02
5	−5.01	−5.94	−3.72	1.04	6.52	11.48	13.23	12.20	8.36	3.95	−0.68	−4.15	3.11
6	−5.05	−6.03	−3.87	1.35	7.59	12.70	14.33	12.90	8.37	3.88	−0.70	−4.18	3.44
7	−5.06	−6.08	−3.78	2.17	8.74	13.96	15.58	14.07	9.08	3.89	−0.70	−4.15	3.98
8	−5.01	−5.98	−3.23	3.19	9.97	15.25	16.75	15.34	10.36	4.31	−0.61	−4.03	4.69
9	−4.95	−5.58	−2.18	4.35	11.34	16.64	18.01	16.55	11.72	5.17	−0.43	−3.97	5.56
10	−4.69	−4.86	−1.07	5.43	12.42	17.75	19.20	17.73	12.95	6.11	0.02	−3.80	6.43
11	−4.26	−3.95	−0.08	6.37	13.26	18.71	20.06	18.65	13.88	6.88	0.58	−3.53	7.21
Mttg.	−3.78	−3.09	0.75	7.06	13.93	19.28	20.69	19.25	14.60	7.51	1.11	−3.20	7.84
1ᵖ	−3.48	−2.48	1.31	7.58	14.33	19.72	21.10	19.68	15.18	7.90	1.43	−2.96	8.28
2	−3.34	−2.13	1.69	7.93	14.46	19.77	21.24	19.79	15.42	8.02	1.48	−2.87	8.45
3	−3 47	−2.23	1.61	7.96	14.45	19.71	21.03	19.59	15.31	7.77	1.23	−3.00	8.33
4	−3.75	−2.60	1.32	7.77	14.18	19.45	20.77	19.30	14.75	7.32	0.86	−3.13	8.02
5	−3.95	−3.08	0.80	7.17	13.64	18.90	20.12	18.57	13.94	6.66	0.58	−3.21	7.51
6	−4.12	−3.60	0.15	6.59	13.08	18.21	19.36	17.91	12.94	6.10	0.36	−3.36	6.97
7	−4.27	−3.97	−0.49	5.69	12.27	17.37	18.54	16.98	12.03	5.72	0.18	−3.45	6.38
8	−4.38	−4.32	−1.02	4.65	11.04	16.12	17.33	15.85	11.27	5.42	0.02	−3.51	5.71
9	−4.45	−4.57	−1.54	3.84	9.86	14.71	16.20	14.99	10.60	5.14	−0.08	−3.59	5.09
10	−4.54	−4.79	−1.93	3.21	8.94	13.64	15.27	14.34	10.19	4.93	−0.18	−3.66	4.62
11	−4.67	−5.04	−2.30	2.69	8.21	12.72	14.55	13.80	9.74	4.74	−0.29	−3.78	4.20
Mttn.	−4.75	−5.24	−2.62	2.32	7.62	11.95	13.92	13.33	9.37	4.55	−0.38	−3.85	3.85
Mittel	−4.44	−4.51	−1.37	4.36	10.50	15.46	17.04	15.88	11.47	5.54	0.07	−3.64	5.53

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Ampl.	1.73	3.97	5.61	6.95	8.36	9.32	8.69	7.63	7.09	4.15	2.20	1.31	5.44
Max.	—3.34	—2.11	1.73	7.98	14.47	19.77	21.24	19.79	15.43	8.03	1.50	—2.87	8.46
Ep. p	2h 01m	2h 16m	2h 26m	2h 44m	2h 27m	1h 58m	1h 55m	1h 51m	2h 11m	1h 49m	1h 41m	1h 55m	2h 05m
Min.	—5.07	—6.08	—3.88	1.03	6.11	10.45	12.55	12.17	8.34	3.88	—0.70	—4.18	3.02
Ep. a	6h 44m	6h 50m	6h 07m	4h 48m	3h 51m	3h 15m	3h 37m	4h 23m	5h 25m	6h 21m	6h 22m	6h 00m	4h 02m
a_1	0.693	1.712	2.583	3.395	4.167	4.662	4.276	3.788	3.389	1.833	0.897	0.547	2.6057
A_1	215°45′	214°44′	218°20′	225°58′	231°31′	234°21′	234°58′	233°38′	231°41′	228°38′	224°46′	212°29′	230°56′43″
a_2	0.297	0.634	0.697	0.462	0.285	0.323	0.289	0.467	0.779	0.678	0.397	0.179	0.3811
A_2	30°10′	30°27′	40°28′	52°6′	119°36′	160°58′	119°51′	80°19′	56°51′	51°58′	44°6′	40°14′	59°21′3″
a_3	0.133	0.198	0.102	0.208	0.235	0.158	0.178	0.231	0.135	0.144	0.158	0.076	0.0414
A_3	206°50′	208°52′	286°18′	15°45′	28°21′	39°46′	42°54′	24°55′	5°44′	250°4′	221°9′	207°45′	355°15′54″

Aasnes, 11° 58′ EL, 60° 37′ NB, Seehöhe 233.5 m. 10 Jahre (1896—1905). C°. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	—7.62	—7.96	—4.50	0.16	5.07	9.90	11.28	10.74	7.11	2.43	—3.08	—7.34	1.35
1a	—7.72	—8.18	—4.76	—0.17	4.49	9.15	10.64	10.25	6.78	2.28	—3.16	—7.39	1.02
2	—7.80	—8.40	—5.05	—0.56	4.00	8.51	10.10	9.84	6.46	2.10	—3.33	—7.48	0.70
3	—7.91	—8.52	—5.34	—0.86	3.55	8.09	9.65	9.45	6.18	1.95	—3.45	—7.48	0.44
4	—7.94	—8.73	—5.65	—1.18	3.33	7.90	9.38	9.17	5.95	1.85	—3.54	—7.53	0.25
5	—7.98	—8.88	—5.89	—1.38	3.43	8.18	9.52	9.03	5.68	1.69	—3.63	—7.63	0.18
6	—8.05	—9.06	—6.09	—1.32	4.36	9.19	10.37	9.26	5.61	1.53	—3.63	—7.66	0.38
7	—8.10	—9.18	—6.18	—0.49	5.83	10.71	11.70	10.33	5.87	1.50	—3.70	—7.69	0.88
8	—8.16	—9.25	—5.75	0.70	7.27	12.19	13.41	11.75	6.99	1.87	—3.78	—7.77	1.62
9	—8.10	—8.79	—4.85	1.92	8.46	13.43	14.73	13.21	8.29	2.65	—3.46	—7.70	2.48
10	—7.77	—7.92	—3.76	3.14	9.62	14.63	15.97	14.55	9.78	3.51	—2.87	—7.49	3.45
11	—7.38	—7.02	—2.76	4.08	10.45	15.54	16.96	15.59	11.04	4.31	—2.25	—7.17	4.28
Mttg.	—6.85	—5.93	—1.87	4.73	11.26	16.19	17.72	16.32	12.13	5.07	—1.55	—6.74	5.04
1p	—6.44	—5.20	—1.18	5.23	11.68	16.69	18.09	16.80	12.81	5.57	—1.08	—6.45	5.54
2	—6.31	—4.77	—0.79	5.54	12.00	16.79	18.47	17.05	13.24	5.83	—0.94	—6.42	5.81
3	—6.48	—4.68	—0.69	5.65	12.14	16.94	18.55	17.08	13.28	5.80	—1.31	—6.60	5.81
4	—6.86	—5.10	—0.85	5.44	11.99	16.82	18.26	16.77	12.75	5.26	—1.75	—6.68	5.50
5	—7.06	—5.78	—1.35	5.01	11.65	16.49	17.82	16.13	11.92	4.53	—2.02	—6.73	5.05
6	—7.15	—6.30	—2.12	4.36	11.12	15.91	17.28	15.50	10.78	3.88	—2.21	—6.80	4.52
7	—7.27	—6.59	—2.77	3.34	10.16	15.08	16.39	14.43	9.55	3.57	—2.42	—6.88	3.88
8	—7.35	—6.86	—3.22	2.24	8.58	13.94	15.04	13.10	8.88	3.32	—2.53	—7.03	3.18
9	—7.43	—7.11	—3.59	1.64	7.26	12.55	13.69	12.34	8.40	3.06	—2.66	—7.09	2.59
10	—7.50	—7.41	—3.89	1.11	6.47	11.53	12.74	11.76	7.94	2.84	—2.80	—7.17	2.14
11	—7.57	—7.68	—4.15	0.63	5.73	10.69	12.03	11.27	7.56	2.65	—2.96	—7.27	1.74
Mttn.	—7.62	—7.96	—4.50	0.16	5.07	9.90	11.28	10.74	7.11	2.43	—3.08	—7.34	1.35
Mittel	—7.45	—7.30	—3.63	2.04	7.91	12.79	14.16	12.99	8.96	3.29	—2.67	—7.17	2.83
Ampl.	1.85	4.57	5.50	7.04	8.82	9.05	9.18	8.06	7.68	4.34	2.85	1.36	5.64
Max.	—6.31	—4 68	—0.69	5.65	12.14	16.94	18.56	17.09	13.29	5.84	—0.93	—6.41	5.82
Ep. p	1h 50m	2h 45m	2h 55m	2h 50m	2h 50m	3h 05m	2h 35m	2h 35m	2h 40m	2h 30m	1h 40m	1h 45m	2h 25m
Min.	—8.16	—9.25	—6.19	—1.39	3.32	7.89	9.38	9.03	5.61	1.50	—3.78	—7.77	0.18
Ep. a	8h 10m	7h 50m	6h 50m	5h 30m	4h 25m	4h 10m	4h 15m	5h 00m	5h 55m	6h 50m	8h 00m	8h 05m	4h 45m
a_1	0.661	1.878	2.419	3.403	4.409	4.524	4.562	3.952	3.549	1.835	1.078	0.531	2.7203
A_1	209°49′	207°50′	211°15′	223°37′	227°25′	226°51′	227°0′	226°56′	224°16′	222°22′	215°39′	203°16′	222°51′8″
a_2	0.338	0.735	0.784	0.561	0.223	0.379	0.351	0.570	1.018	0.720	0.485	0.214	0.4657
A_2	34°49′	23°36′	37°32′	57°55′	114°57′	143°34′	111°28′	70°59′	45°46′	45°8′	44°6′	27°28′	53°44′50′
a_3	0.174	0.272	0.060	0.263	0.373	0.289	0.331	0.297	0.029	0.154	0.226	0.114	0.0540
A_3	206°51′	207°4′	248°51′	15°47′	32°27′	30°46′	24°19′	18°19′	345°48′	220°53′	221°10′	225°14′	5°2′33″

Trondhjem, 10° 25′ EL, 63° 26′ NB, Seehöhe 20.3 m. 9 Jahre (1896—1904). C°. Mittlere Lokalzeit.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0	—2.75	—3.31	—2.42	1.10	5.20	8.97	11.32	11.46	8.18	4.03	0.26	—2.62	3.29
1a	—2.68	—3.47	—2.66	0.85	4.74	8.48	10.98	11.20	8.04	3.95	0.19	—2.62	3.08
2	—2.67	—3.59	—2.80	0.69	4.48	8.09	10.67	10.98	7.85	3.93	0.08	—2.62	2.92
3	—2.66	—3.69	—2.93	0.41	4.23	7.98	10.46	10.83	7.68	3.84	0.02	—2.63	2.80
4	—2.74	—3.73	—3.00	0.20	4.33	8.34	10.57	10.67	7.56	3.71	—0.03	—2.68	2.77
5	—2.77	—3.79	—3.14	0.22	4.94	9.25	11.24	10.75	7.53	3.60	—0.04	—2.69	2.93
6	—2.77	—3.72	—3.24	0.64	5.99	10.42	12.32	11.39	7.62	3.54	—0.06	—2.74	3.28
7	—2.82	—3.80	—2.99	1.69	7.00	11.17	13.16	12.43	8.20	3.61	—0.06	—2.74	3.74
8	—2.87	—3.82	—2.26	2.95	7.83	11.92	13.96	13.62	9.41	4.02	0.00	—2.74	4.34
9	—2.88	—3.45	—1.15	3.80	8.41	12.51	14.51	14.35	10.37	4.72	0.11	—2.73	4.88
10	—2.81	—2.92	0.01	4.56	9.03	13.18	15.10	14.90	11.18	5.56	0.55	—2.68	5.47
11	—2.54	—2.14	0.85	5.12	9.59	13.66	15.69	15.37	11.70	6.23	0.90	—2.64	5.98
Mttg.	—2.29	—1.41	1.46	5.50	10.04	14.30	16.14	15.73	12.07	6.65	1.03	—2.46	6.40

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1p	—2.09	—1.17	1.66	5.77	10.39	14.68	16.54	16.01	12.36	6.80	1.18	—2.44	6.64
2	—2.09	—1.08	1.72	5.94	10.62	14.93	16.84	16.15	12.41	6.72	1.19	—2.46	6.74
3	—2.29	—1.24	1.34	5.72	10.43	14.92	16.76	16.01	12.19	6.46	1.00	—2.59	6.56
4	—2.43	—1.58	1.06	5.53	10.31	14.82	16.63	15.79	11.94	6.08	0.76	—2.62	6.36
5	—2.50	—1.99	0.54	5.10	9.99	14.50	16.31	15.47	11.48	5.56	0.53	—2.71	6.02
6	—2.56	—2.37	—0.16	4.59	9.46	13.99	15.74	14.88	10.72	5.15	0.46	—2.72	5.60
7	—2.62	—2.61	—0.79	3.87	8.85	13.29	15.13	14.22	9.91	4.86	0.50	—2.74	5.16
8	—2.71	—2.86	—1.26	2.98	8.02	12.56	14.34	13.39	9.31	4.61	0.45	—2.79	4.67
9	—2.75	—3.08	—1.61	2.33	7.12	11.62	13.45	12.71	8.96	4.44	0.41	—2.74	4.24
10	—2.76	—3.13	—1.98	1.82	6.28	10.55	12.53	12.16	8.65	4.28	0.36	—2.66	3.84
11	—2.76	—3.25	—2.21	1.43	5.66	9.58	11.81	11.78	8.38	4.12	0.35	—2.61	3.52
Mttn.	—2.75	—3.31	—2.42	1.10	5.20	8.97	11.32	11.46	8.18	4.03	0.26	—2.62	3.29
Mittel	—2.62	—2.79	—1.08	3.03	7.62	11.82	13.84	13.43	9.74	4.85	0.42	—2.65	4.63
Ampl.	0.85	2.80	5.01	5.77	6.43	7.05	6.48	5.52	4.92	3.29	1.28	0.32	4.00
Max.	—2.04	—1.08	—1.76	5.96	10.64	14.93	16.88	16.17	12.43	6.81	1.21	—2.43	6.75
Ep. p	1h 35m	1h 48m	1h 42m	1h 54m	2h 06m	2h 24m	2h 15m	2h 15m	1h 45m	1h 24m	1h 31m	12h 50m	1h 47m
Min.	—2.89	—3.88	—3.25	0.19	4.21	7.88	10.40	10.65	7.51	3.52	—0.07	—2.75	2.75
Ep. a	8h 45m	7h 30m	6h 06m	4h 30m	3h 20m	2h 45m	3h 20m	4h 31m	5h 05m	6h 18m	6h 32m	7h 36m	3h 41m
a_1	0.224	1.187	2.333	2.838	3.112	3.371	3.111	2.740	2.421	1.432	0.483	0.046	1.9378
A_1	227° 10′	223° 16′	231° 30′	234° 40′	235° 25′	233° 59′	234° 24′	236° 43′	237° 11′	234° 54′	223° 59′	251° 45′	234° 1′ 0″
a_2	0.195	0.506	0.683	0.312	0.224	0.385	0.218	0.225	0.515	0.577	0.256	0.112	0.2123
A_2	26° 44′	39° 38′	60° 14′	88° 18′	192° 51′	222° 59′	214° 40′	107° 43′	69° 0′	60° 40′	68° 12′	52° 46′	72° 12′ 31″
a_3	0.081	0.172	0.166	0.267	0.147	0.130	0.131	0.256	0.198	0.149	0.110	0.032	0.0327
A_3	222° 28′	216° 13′	304° 12′	27° 58′	80° 50′	140° 6′	93° 29′	41° 46′	23° 47′	276° 12′	231° 48′	201° 11′	29° 43′ 17″

Die 24stündige Periode.

$$a_1 \sin(A_1 + x).$$

Von dieser Periode ist nur wenig Neues zu berichten. Die Temperaturperiode ist sehr regelmäßig mit nahezu konstanten Phasenzeiten. Die Phasenzeiten der Luftdruckperiode ändern sich sehr stark, namentlich im Winter, und die Amplituden haben zwei Minima in dieser Jahreszeit, im Februar und November, durch ein kleines sekundäres Maximum geschieden. Im Sommer sind die Amplituden beider Elemente einander proportional, und die Phasenzeiten differieren ungefähr 180° (Ausnahme: Bergen).

Die 12stündige Periode.

$$a_2 \sin(A_2 + 2x).$$

Der jährliche Gang der Amplituden beider Elemente ist fast genau parallel [1]). Die Temperaturamplitude hat aber im Sommer ein kleines Maximum (Angots Abhandlung im Hann-Band der Met. Zeitschr.), das mit zunehmender geographischer Breite immer größer wird. Das Septembermaximum ist gewöhnlich höher und schärfer als das Frühlingsmaximum, indem das letztere kleiner und breiter wird mit wachsender geographischer Breite; vergleiche die Luftdruckamplituden für Kristiania, Dovre, Trondhjem, für die Monate Februar, März, April.

Die Phasenzeiten der Luftdruckperioden sind ziemlich konstant, aber die Temperaturphasen haben einen ausgeprägten jährlichen Gang; im ganzen Winter haben sie einen Wert rund 50°, im Sommer steigen sie bis 150°, für Trondhjem sogar bis 220°. Eine genaue Parallelisierung dieser beiden Perioden ist daher nicht möglich.

Spezialuntersuchung der dritten Periode.

$$a_3 \sin(A_3 + 3x).$$

Die achtstündige Periode hat einen sehr regelmäßigen, aber auch eigentümlichen Verlauf. Bei den Äquinoktien findet eine Phasenverschiebung statt, die rund

[1]) Börnstein, Täglicher Gang des Luftdruckes zu Berlin, S. 12, 13. (Sitzungsberichte der Wiener Akademie CXII, IIa, Juni 1904.) — Siehe auch Karlinski, Über die periodische Änderung der Lufttemperatur in Krakau, S. 4.

Digitized by Google

180° beträgt und daher die Amplituden (durch Interferenz im Monatsmittel) stark vermindert[1]). Um die Verschiedenheit zwischen Sommer- und Winterperiode näher zu untersuchen, habe ich besondere Mittel der vier Sommermonate Mai, Juni, Juli, August, und der vier Wintermonate November, Dezember, Januar, Februar gebildet und mit der harmonischen Analyse berechnet. Die Resultate der Analyse sind in der folgenden Tabelle mitgeteilt.

$$a_3 \sin (A_3 + 3x).$$

Luftdruck.

Station	Sommer	Winter
Kristiania	$0.033 \sin (116° 46' + 3x)$	$0.073 \sin (338° 3' + 3x)$
Bergen	$0.028 \sin (128° 3' + 3x)$	$0.043 \sin (341° 32' + 3x)$
Dovre	$0.028 \sin (141° 22' + 3x)$	$0.051 \sin (331° 52' + 3x)$
Trondhjem	$0.012 \sin (140° 43' + 3x)$	$0.049 \sin (324° 33' + 3x)$
Mittel	$0.025 \sin (131° 43.5' + 3x)$	$0.054 \sin (334° 0' + 3x)$

Temperatur.

Station	Sommer	Winter
Kristiania	$0.198 \sin (32° 48' + 3x)$	$0.140 \sin (211° 40' + 3x)$
Aasnes	$0.304 \sin (44° 18' + 3x)$	$0.195 \sin (213° 46' + 3x)$
Trondhjem	$0.114 \sin (53° 4' + 3x)$	$0.089 \sin (213° 25' + 3x)$
Mittel	$0.205 \sin (43° 23' + 3x)$	$0.141 \sin (212° 57' + 3x)$

1. Die Differenz der Phasenzeiten für Winter und für Sommer beträgt im Mittel: 186°. 2. Die Differenz zwischen Luftdruck- und Temperaturphasen beträgt im Mittel: 105°.

Das heißt: 1. Die Eintrittszeiten der Extreme sind einander im Winter und im Sommer genau entgegengesetzt. 2. Die Extreme der Luftdruckperiode treten ungefähr zwei Stunden (1/4 Periodenlänge) früher ein als die der Temperaturperiode.

Die Amplituden sind beim Luftdruck im Winter doppelt so groß als im Sommer, bei der Temperatur verhält es sich umgekehrt.

Temperaturgang bei Nacht.

$$t = t_{min} + Ab^x.$$

(t ist Temperatur, x die Zeit, von Sonnenuntergang gerechnet.)

Die Temperaturregistrierungen in Kristiania geben folgende Werte für die Konstante b in obiger Gleichung:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
b =	0.887	0.877	0.884	0.839	0.831	0.827	0.833	0.820	0.835	0.867	0.857	0.933

Sommer	Winter	Jahr
b = 0.8310	0.8842	0.8576

Eine kontinuierliche jährliche Periode ist eigentlich nicht vorhanden, sondern die Werte wechseln plötzlich bei den Äquinoktien (Met. Zeitschr. XXII, 1887, S. 191). (Dezember ist ungenau.) Die übrigen Stationen sind noch nicht verwendbar.

Die Berechnung ist nach folgender Formel ausgeführt:

$$\log \frac{1}{b} = \log (t_1 - t_2) \div \log (t_2 - t_3) = \log (t_2 - t_3) \div \log (t_3 - t_4) = \text{usw.}$$

$\log \frac{1}{b}$ ist als konstante Differenz bestimmt (Kohlrausch, Lehrbuch der praktischen Physik, S. 15 oben).

[1]) Met. Zeitschr. XXIX, 1894, S. 23 und 24. — Siehe auch Börnstein, Täglicher Gang des Luftdruckes in Berlin, S. 10 unten.

Digitized by Google

Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen.

Nach Dr. MARLOTH (Kapstadt).

Die Versuche, welche Dr. Marloth am Tafelberge angestellt hat, um die Wassermengen zu bestimmen, welche die Gräser, Sträucher und Bäume dort während des trockenen Sommers von den treibenden Wolken des SE-Passates abfangen, sind von sehr großem allgemeinem Interesse, da sie die wichtige Rolle beleuchten, welche die Vegetation, auf Bergen namentlich und in wärmeren Klimaten, bei der Wasserversorgung des Bodens spielt und dadurch auch auf die Wasserführung der Quellen und Bäche Einfluß nimmt. Wir wollen einige allgemeinere Bemerkungen vorausschicken, um zu zeigen, daß diese Rolle auch früher nicht ganz unbeachtet geblieben ist, wenngleich in quantitativer Hinsicht noch nie so eingehende Untersuchungen darüber angestellt worden sind, wie wir sie jetzt Herrn Dr. Marloth verdanken.

Ich führe zunächst aus meinem Handbuch der Klimatologie (Bd. I, S. 196/197) die folgende Stelle an:

Eine Steigerung der Niederschlagsmenge (durch die Vegetation) läßt sich direkt nachweisen bei Nebel und Rauhfrost. Bei dichterem Nebel gibt es unter Bäumen und im Walde einen leichteren Tropfregen, der den Boden völlig durchnäßt, während außerhalb der Boden trocken bleibt. Das öfter beobachtete frühere Aufsprießen des Graswuchses im Frühlinge unter Bäumen ist auf diese Ursache zurückgeführt worden. Bei Rauhfrost namentlich sammeln die Zweige der Bäume eine recht bedeutende Menge Niederschlag, der außerhalb des Waldes völlig fehlt. Prof. Wilhelm bestimmte die Wassermenge, welche der Rauhfrost an Sträuchern von 1 bis 2 m Höhe zu Ungarisch-Altenburg im einzigen Falle dem Boden lieferte, zu 1.9 mm Niederschlagshöhe. Ähnliche Beobachtungen machte Breitenlohner im Wiener Walde und Fischbach bemerkt, daß er im Schwarzwalde in schneearmen Wintern es mehrfach erlebt habe, daß der durch den Wind von den Bäumen abgeschüttelte Rauhfrost den Holztransport mit Schlitten ermöglichte (Met. Zeitschr. 1893, S. 195). Hier sehen wir demnach eine direkte Steigerung der Niederschlagsmenge durch den Wald, da auf freiem Felde der Duftanfang fehlt oder ganz unbedeutend ist. Nur der Wald vermag die bei Nebel in der Luft schwebende Wassermenge, die sonst dem Boden nicht zugute kommt, in wirksamer Weise auf seinem Ast- und Laubwerk zu sammeln und der Erdoberfläche zuzuführen.

In den sommerdürren Gegenden von Kalifornien hat man öfter daran gedacht, den Nebeln ihren Wassergehalt zu entziehen und sie dadurch nutzbar zu machen.

Mr. Herbert Earlscliffe zu Santa Barbara in Kalifornien schreibt an das Wetterbureau in Washington [1]):

„In Kalifornien gibt es ausgedehnte wertvolle Ländereien, in denen die Wasserversorgung ungenügend ist. Die Natur hat aber diesen Mangel verbessert, indem sie dichte Nebel mit Feuchtigkeit beladen sich daselbst einstellen läßt. Es ist nur eine menschliche Erfindung nötig, diese Feuchtigkeit nutzbar zu machen. Diese Nebel kommen im allgemeinen vom Ozean her bei Nacht in den trockenen Sommer-

[1]) The Utilization of fog. Monthly Weather Review, October 1898, p. 466.

Digitized by Google

monaten, gerade wenn sie am nötigsten sind; sie werden aber schon am frühen Morgen wieder von der Sonne zerstreut. Hier wird also reichliche Feuchtigkeit ganz nahe vor unsere Tür gebracht und es handelt sich nur darum, eine einfache und praktische Methode zu erfinden, um dieselbe im großen Maßstabe zu kondensieren oder niederzuschlagen."

Der Herausgeber Prof. Abbe bemerkt dazu unter anderem: Es handelt sich dabei nicht um die Kondensation oder den Niederschlag dieser Feuchtigkeit in gewöhnlichem Sinne, sondern darum, dieselbe abzufangen, wie es die Blätter der Bäume tun. Wir erinnern dabei an die Feuchtigkeit, die von jedem Felsen auf dem Gipfel des Tafelberges niederrieselt, ganz besonders aber am Gipfel des Green Mountain auf der Insel Ascension[1]), und an die Feuchtigkeit der Felsen am Pikes-Pik. Wir können da nicht zweifeln, daß an manchen Orten auf der Erde die Vegetation sich grün erhält durch den geringen Betrag der Feuchtigkeit, den die Blätter aus dem Nebel auffangen und zur Erde tropfen lassen, wo sie aufgesaugt wird und den Wurzeln zugute kommt. Was für den Landbau in Kalifornien nötig wäre, ist eine einfache mechanische Vorrichtung, welche einen Teil der Wassertröpfchen der Nebel auffängt und sie auf den Boden abfließen läßt. Abbe bemerkt dabei, daß die Blätter selbst die Tropfen nicht absorbieren, die Feuchtigkeit der Vegetation deshalb nur dann zugute kommt, wenn sie den Boden befeuchtet und so den Wurzeln zugänglich wird. Nur durch Unterdrückung der Verdunstung und als Schutz gegen die Sonnenstrahlung werden die Nebel direkt für die Vegetation nützlich (siehe auch Monthly Weather Review, March 1899).

In Monthly Weather Review 1904, S. 169, schreibt Herr Percy Leonard aus San Diego: „Das Vorherrschen des Nebels hier im Frühsommer ist ein großer Vorteil für die Vegetation. Es ist nur zu bedauern, daß bloß ein geringer Teil der Nebelfeuchtigkeit in den Regenmesser kommt und dieselbe daher zu wenig beachtet wird. Warum gibt es keine Vorrichtung, welche wie die Blätter und Zweige der Bäume wirkt, die Nebelteilchen festhält und zur Messung bringt?" Er schlägt dann vor ein Netzwerk von Draht mit zwischengespannten Roßhaaren, welche kleine kubische Räume von etwa $^1/_8$ englischem Zoll oder weniger abgrenzen, welches Netzwerk die gleiche Area haben sollte wie die Auffangfläche des Regenmessers. Solche Instrumente (fog depositors) sollten überall aufgestellt werden, dann würden manche der als „arid region" verrufenen Räume von der Karte verschwinden.

Abbe wendet dagegen ein, daß die so gemessenen Regenmengen nicht direkt vergleichbar wären. Auch die Windgeschwindigkeit käme dabei in Betracht.

Herr Arthur Betts, freiwilliger Beobachter des Weather Bureau zu Ridgeway, Jowa, hat im Juli und August 1899 Tau und Nebelwasser durch eine eigentümliche Vorrichtung aufzufangen und zu messen versucht. Er stellte vier Pfosten auf, 7 (engl.) Fuß hoch und je 7 Fuß voneinander entfernt, so daß sie den Eckpunkten einer quadratischen Fläche von 49 (engl.) Fuß entsprachen. Dazwischen wurden Eisendrähte gespannt, welche Quadrate von 6 Zoll Inhalt abgrenzten. Das von diesen Drähten abfließende Wasser wurde in einem Bassin von 9 Zoll Durchmesser und 3 Zoll Tiefe aufgefangen. Vom 14. Juli bis 22. August gab es 12 Tage mit Nebel und 15

[1]) Die Küste der Insel Ascension ist fast ganz regenlos. Georgetown hat einen Jahresniederschlag von 84 mm. Der hauptsächlichste Wasserbezug der Hafenstation kommt von dem Gipfel des Green Mountain, der einige (engl.) Meilen entfernt ist. Der obere Teil des Berges ist mit Vegetation bedeckt, und nahezu das gesamte Wasser auf dem Gipfel kommt von leichten Schauern und dem stetigen Tropfregen von den Bäumen, welche in (die Passat-) Wolken gehüllt sind. Die Bäume sammeln mechanisch die Wassertropfen, die von der Kondensation des Wasserdampfes der aufsteigenden und sich abkühlenden Luft herrühren. (Cleveland Abbe.)

Digitized by Google

mit Tau (Dauer bzw. 50 und 149 Stunden). Der gewöhnliche Regenmesser gab eine Niederschlagshöhe von 3.3 mm, im Bassin fand sich eine Wassermenge von 40.1 mm Tiefe. Jeder der 19 Tage lieferte dem Bassin Wasser, im Regenmesser fand sich nur an 6 Tagen ein Niederschlag. Die ergiebigsten zwei Niederschläge an den Tagen mit dichtestem Nebel gaben im Regenmesser 1.0 mm, im Bassin 8.9 mm (jedesmal).

Herr Cl. Abbe macht darauf aufmerksam, daß die von den Drähten gesammelte Wassermenge doch nur eine geringe war, nämlich 100.5 Kubikzoll ($1.58'' \times 4.5^2'' \times \pi$), auf einer Fläche von 49 Quadratfuß. Das gibt bloß eine Niederschlagshöhe von kaum 0.34 mm, also zehnmal weniger als der Regenmesser an Tauwasser sammelte. Es ist demnach praktisch, von dieser Art des Auffangens des Nebelwassers nicht viel zu erwarten [1]). Durch Ableitung des gesamten aufgefangenen Wassers auf kleinere kultivierte Flächen könnte, wie der Autor meint, immerhin ein Vorteil erzielt werden, in Jowa namentlich in den Monaten März bis Mai und September bis November.

Zu den obigen Vorschlägen aus Kalifornien zur Nutzbarmachung der Nebel in der Kapstadt ist zu bemerken, daß es dabei auf Nebel oder Wolkentreiben wesentlich ankommt. Die Windgeschwindigkeit braucht aber deshalb durchaus nicht erheblich zu sein. Es wäre ein Mißverständnis, wenn man aus gewöhnlichen ruhenden Nebelschichten (z. B. sogenannten Strahlungsnebeln) einigermaßen ergiebige Wassermengen abfangen zu können vermeinte. Wir wissen jetzt, daß selbst in einem sehr dichten Nebel kaum mehr als 5 g Wasser im Kubikmeter enthalten sind. Es müßten demnach aus einer Schicht von 200 m vertikaler Mächtigkeit alle Wassertröpfchen abgefangen werden, um aus ruhendem Nebel 1 mm Niederschlagshöhe zu gewinnen. Es genügt aber ein Luftzug von nur $5^1/_2$ cm Geschwindigkeit pro Sekunde, um innerhalb einer Stunde eine Luftmasse von 200 cbm an einem Orte pro Flächeneinheit vorüberpassieren zu lassen. Bewegte Nebelmassen können daher leicht recht ergiebige Wassermengen abgeben.

Ein solches intensives Nebel- und Wolkentreiben findet nun auf dem Tafelberge bei der Kapstadt bei den lange anhaltenden SE-Winden des trockenen Sommers statt. Die Erscheinungen, die sich dabei einstellen, gaben Herrn Dr. Marloth Veranlassung zu seinen Experimenten, die er in zwei Abhandlungen beschreibt, von denen wir nun einige Auszüge geben wollen [2]). J. Hann.

Herr Marloth leitet seine Untersuchungen folgendermaßen ein (im Auszuge):

Das Klima der südwestlichen Ecke von Südafrika ist charakterisiert durch einen regnerischen Winter und einen trockenen Sommer. Von der gesamten jährlichen Regenmenge von 710 mm fallen drei Viertel, nämlich rund 560 mm, in den sechs Wintermonaten, und auf die drei Sommermonate (Dezember bis Februar) kommen nur 55 mm oder kaum 8 Proz. Aber auch diese kleine Durchschnittsmenge wird oft nicht erreicht, und es vergehen zuweilen zwei Monate ohne einen Tropfen Regen. Diesem trockenen, fast regenlosen Sommer entspricht die Vegetation, indem die Hügel und unteren Gehänge der Gebirge von Cape Town bis Clanwilliam und von Caledon bis Worcester und Ceres mit mattfarbigen, stark xerophilen Zwergbäumchen und Sträuchern bedeckt sind. Ein ganz anderes Aussehen bieten aber die höheren

[1]) Irrigation by wire. Monthly Weather Review, July 1899 (p. 301), October (p. 473).

[2]) Results of Experiments on Table Mountain for ascertaining the amount of moisture deposited from the South-East Clouds by R. Marloth. Ph. u. M. A. — Ferner: Results of further Experiments on the Table Mountain etc. — Transactions of the South African. Phil. Society, Vol. XIV. Part 4. Oct. 1903 and Vol. XVI. Part 2. Oct. 1905. Mit Tafeln.

Digitized by Google

Berge. Überall findet man hier auch im Sommer die Vegetation viel dichter als an den unteren Gehängen; während hier zwischen den Gebüschen viel nackter Boden sichtbar ist, findet man oben alles mit dichter Vegetation besetzt, die in jeden Spalt und jede Vertiefung eindringt und selbst die steilen Wände mit üppigem Wuchs bekleidet.

Herr Marloth gewann bald die Überzeugung, daß die Vegetation dieser höheren Gebiete für ihren Wasserbedarf nicht auf den so spärlichen Regen angewiesen sein könne, sondern daß die Wolken, welche diese Berge während der SE-Winde bedecken, sie mit nicht unbeträchtlichen Mengen von Wasser versorgen müssen. Daß in den SE-Wolken eine ausreichende Tränkung der Vegetation erfolgen kann, davon überzeugt man sich leicht durch einen mehrstündigen Aufenthalt in denselben. Gras und Büsche, die bei klarem Wetter vollständig trocken sind, sieht man wenige Minuten nach der Bildung der Wolken bedeckt mit Wassertröpfchen, und wenn man durch diese Riedgräser und Binsen hindurch muß, wird man so durchnäßt wie von einem Sprühregen. Seinen Wunsch, über die in dieser Weise kondensierte Wassermenge bestimmte Zahlenwerte zu erlangen, konnte Herr Marloth im Sommer 1902/03 realisieren. Er stellte auf dem Gipfel des Tafelberges in der Mitte zwischen dem östlichen und westlichen Ende des oberen Plateaus zwei Regenmesser auf; der eine war, wie gewöhnlich, offen, der andere trug ein Fachwerk aus Drähten von einem Fuß Höhe mit einem Deckel und Boden aus Metallgaze, in welchem ein Bündel Riedgräser einzeln befestigt wurde [1]). Ein Jahr früher hatte er bereits diese Beobachtungen mit Gefäßen begonnen, die sich aber als zu klein erwiesen, so daß erst am 21. Dezember 1902 die eigentlichen Beobachtungen ihren Anfang nahmen.

Am 1. Januar 1903 wurde die erste Ablesung gemacht, bei der sich ergab, daß der offene Regenmesser nichts enthielt, während der andere 387 mm Wasser zeigte. Die nächste Ablesung am 11. Januar ergab den ersten Messer trocken, im zweiten 371 mm Wasser. In den 21 Tagen hatten somit die Riedgräser Feuchtigkeit entsprechend 758 mm Regen aufgefangen. Die Beobachtungen wurden bis zum 15. Februar fortgesetzt, und nur dadurch unterbrochen, daß die Regenmesser zerstört vorgefunden wurden. In den 56 Tagen, welche der Versuch gedauert, wurden in dem offenen Regenmesser 126 mm Wasser abgelesen, in dem mit Riedgräsern bedeckten aber 2027 mm; hier war also eine Menge Feuchtigkeit aufgesammelt worden, welche einer Niederschlagsmenge von 1900 mm Regen entsprach, und dabei war die drei letzten Male der Regenmesser übergeflossen. Da nun die Jahreszeit der SE-Wolken doppelt so lange dauert als der Versuch, ist die Annahme nicht übertrieben, daß im Sommer, abgesehen vom Regen, eine Kondensation von mindestens 380 cm der Vegetation zugeführt wird. Daß die Vegetation daher in den Höhen ein vollkommen anderes Aussehen darbietet als in der trockenen Ebene, ist also nicht überraschend.

Die Ergebnisse dieser Experimente haben aber auch eine Mißdeutung erfahren, gegen welche sich der Sekretär der Meteorologischen Kommission der Kapstadt, Charles M. Steward, verwahrt hat [2]).

Herr Steward sagt, daß man die von Herrn Marloth gesammelten Wassermengen nicht direkt mit den von einem Regenmesser aufgefangenen Niederschlags-

[1]) Die erste der zitierten Abhandlungen enthält ein hübsches Bild der Umgebung dieser Regenmesser und dieser selbst.

[2]) A Note on the quantities given in Dr. Marloth's Paper „On the moisture deposited from the South-East clouds" Transactions, Vol. XIV, Part 5, Januar 1904.

Digitized by Google

mengen vergleichen darf. Die Auffangfläche des „Nebeltröpfchenfängers" von Dr. Marloth berechnet Herr Steward zu rund 137.1 Quadratzoll, während jene des Regenmessers bloß 19.63 beträgt. Die von Marloth gesammelte Wassermenge entspräche demnach bloß einem Regenfall von 11.87", und wenn man die im gewöhnlichen Regenmesser aufgefangene Wassermenge von 4.97 Zoll abzieht, ergibt sich ein Rest von 6.9" = 175.3 mm als die Wasserabgabe der Wolken des SE-Passates pro 19.63 Quadratzoll Auffangfläche, oder pro Tag, da das Experiment 56 Tage dauerte: 175.3 : 56 = 3.1 mm pro Tag. Herr Steward meint, das Resultat der Experimente von Dr. Marloth sei nur das, daß durch sie nachgewiesen wurde, daß eine Abgabe von Wasser auf die Pflanzen während der Herrschaft der SE-Winde stattfindet, wahrscheinlich genügend zu ihrer Ernährung während der Trockenzeit. Was die quantitativen Resultate anbelangt, so bleibe das Problem noch ungelöst.

Herr Dr. Marloth erwidert darauf in seiner zweiten Abhandlung, der wir auszugsweise folgendes entnehmen.

Er sagt zunächst:

„Ich hatte mir die Aufgabe gestellt, die klimatischen Bedingungen, unter welchen die Vegetation auf den Höhen des Tafelberges steht, genauer zu bestimmen. Diese Aufgabe ist durch die früher mitgeteilten Ergebnisse gelöst worden. Ihr Sommer ist nicht trocken, ihr Klima ist das eines Sumpfes — ein permanenter Sumpf (swamp) im Winter, ein periodischer im Sommer, er trocknet dann während längerer Perioden heiteren Wetters aus, wird aber wieder naß wie ein Schwamm während der Tage mit SE-Wolken. Diese Resultate erklären, weshalb eine so üppige und dichte Vegetation auf den oberen Teilen des Tafelberges existiert, und weshalb kleine Seen selbst spät im Sommer, auf dem Gipfel des Tafelberges sowohl als auch nahe dem Gipfel am Dutoit's Peak, existieren."

Die Abhandlung enthält eine Photographie des Sees am Gipfel des Tafelberges, welcher seine permanente Existenz zumeist den Wolken des SE-Passates verdankt.

Herr Marloth geht nun auf die Ergebnisse seiner neuerlichen Messungen mit verschiedenen Regenmessern während weiterer zwei Sommer ein, welche auch dem Haupteinwand begegnen sollten, den man seinen ersten Versuchen mit Recht machen konnte. Dieser Einwand besteht darin, daß eine isolierte Gruppe von Zweigen und Gräsern natürlich mehr Wasser aus den Wolken auffangen kann als eine andere, die schon durch vorstehende gedeckt ist und nicht mehr so viel Wasser zugeführt erhält. Bei seiner neuen Versuchsreihe stellte deshalb der Autor neben dem ersten „Nebelfänger", der frei stand, noch zwei andere auf, den einen in die Mitte eines Buschdickichts von 5 Fuß Höhe, den anderen in das Zentrum eines Feldes von hohen Gräsern derart, daß deren Oberfläche mit dem höchsten Teile des „Nebelfängers" im gleichen Niveau sich befand. Es ergab sich da allerdings eine erhebliche Verminderung des von letzterem aufgefangenen Wassers, namentlich während kürzerer Wolkenperioden, aber die Quantität Wasser, welche diese geschützten Nebelwasserfänger während längerer Perioden von SE-Wolken sammelten, blieb weitaus im Exzeß gegenüber dem totalen Regenfall des Sommers. Im allgemeinen sammelte das Auffanggefäß im Innern des Dickichts ein Drittel von jenem im Freien, während der Apparat, der praktisch in den Gräsern verborgen stand, nur ein Viertel bis zu ein Achtel der Wassermenge des freistehenden „Nebelfängers" erhielt.

Bei den täglichen Ablesungen seines Nebelfängers (reed gauge) am Woodhead Reservoir kam Dr. Marloth darauf, daß während Regen der Regenmesser mit Schilfaufsatz auch mehr Regenwasser aufsammelte als der gewöhnliche Regen-

Digitized by Google

messer. Er zeigte während gewöhnlicher Regen drei- bis viermal mehr Regenwasser, bei Nebelreißen (misty rain), wo der offene Regenmesser nur 0.01 bis 0.1 Zoll erhielt, betrug die Regenmenge im „Nebelfänger“ sogar zehn- bis zwölfmal so viel. Man sieht daraus, wie die Vegetation auch bei Regen mehr Regenwasser erhält, als der gewöhnliche Regenmesser angibt.

Eine Tabelle gibt deshalb die Wassermenge, die von dem Nebelfänger aufgesammelt worden ist, an Tagen ganz ohne Regen. In den Monaten Januar bis März 1904 wurden am Woodhead Reservoir in 760 m an 18 Tagen 190 mm, zu Maclears Beacon (1070 m) an 21 Tagen 485 mm gesammelt.

Eine andere Tabelle enthält für drei Monate die täglichen Messungsergebnisse an den genannten beiden Orten. Wir führen hier nur die Summen an. Bei Maclears Beacon (1070 m) Januar 1904: Regenmenge 36.6, Regenmesser mit Schilfaufsatz 1230 mm; Woodhead Reservoir (760 m) Januar 1904: Regen 46.5, Nebelfänger gibt 349 mm; Januar 1905: Regen 37 mm, Nebelfänger gibt 403 mm.

Ein besonders auffallendes Beispiel für die reichlichen Wolkenniederschläge auf dem Tafelberge gab ein SE-Sturm Ende Februar und Anfang März 1905, der sich über das ganze Kapland erstreckte. Im Innern sowie im östlichen und südlichen Teile der Kolonie fielen dabei reichliche Regen, wie dies bei starkem SE gewöhnlich der Fall ist, aber auf der Kaphalbinsel gab es kaum einen Regen. Herr Marloth hatte vor dem SE-Sturme am 25. Februar seinen Regenmesser abgelesen und begab sich am 3. März bei noch anhaltendem SE-Sturme wieder zu demselben hinauf. Der offene Nebelfänger gab 539 mm Niederschlag, der versteckte, der gleichsam wie mitten in einem üppigen Kornfelde stand, gab 155 mm für eine Periode von sechs Tagen, während welcher der gewöhnliche Regenmesser zu Maclears Beacon nur 3.8 mm Niederschlag gab. Das obere Plateau des Berges war (trotz dieser geringen Regenmenge) praktisch ein Sumpf von einem Ende zum anderen mit zahlreichen Wassertümpeln; der kleine See am Gipfel hatte seinen Umfang und seine Tiefe verdoppelt, und die wenigen verspäteten Blüten von Disa uniflora in dem Firtree-Tal waren teilweise untergetaucht an den Ufern eines angeschwollenen Stromes. Und das nach 23 Tagen ohne nennenswerten Regen.

Beobachtungen und Messungen an einigen der größeren Bergströme haben gezeigt, daß bei lang andauerndem SE-Winde ein beträchtliches Steigen derselben eintritt, ohne daß in dem Einzugsgebiet derselben Regen gefallen. Die Vegetation der Berge ist derart ein wichtiger Faktor bei der Regulation der Wasserführung der Quellen und Ströme. Nicht allein durch das oben nachgewiesene Auffangen der Wassermengen der Wolken, sondern auch durch den Schutz gegen die Verdunstung des Wassers aus dem Boden.

Herr Dicey teilte Dr. Marloth mit, daß der Bergstrom, welcher seiner Kompanie das nötige Wasser für den Betrieb des „Pelton“-Rades gibt, im Sommer 60 Pferdekräfte liefert, an heiteren Sommertagen geht aber die Wassermenge zurück auf die Leistung von 55 bis 54 Pferdekräften, abends steigt sie wieder und erreicht ihren vollen Betrag wieder gegen 11^h p. Als aber am 13. und 14. Dezember ein Bergfeuer die Büsche und Gräser im Einzugsgebiete zerstört hatte, war drei Tage später der Strom so geschwunden, daß er nur mehr 20 Pferdekräfte liefern konnte.

Herr Marloth führt noch an, daß nach den Aufzeichnungen auch in den Zwartsbergen die SE-Wolken sehr häufig sind, und daher wohl einen erheblichen Einfluß auf die Wasserführung der von diesen Bergen kommenden Bäche und Flüsse haben werden.

Digitized by Google

Den Einwendungen des Herrn Steward gegenüber bemerkt Dr. Marloth, daß er ja nicht die Regenmenge messen wollte, welche auf den freien Boden fällt, sondern jene Wassermenge, welche einer mit Pflanzen bestandenen Fläche von der Area der Auffangfläche des Regenmessers zukommt, infolge der Ablagerung der treibenden Nebeltröpfchen an seinem Apparat, der beiläufig die Funktion der natürlichen Vegetation auf gleicher Fläche versehen sollte.

Herr Dr. Marloth zeigt auch durch eine Rechnung, daß die von ihm für die Höhen des Tafelberges bei SE-Wetter gefundenen Wassermengen durchaus nicht unmöglich sind. Er gibt dem Tafelberg rund 1000 m (genau 1082 m). Die untere Wolkengrenze kann im Mittel bei 600 m angenommen werden, es bleibt daher eine Wolkenschicht bis zum Gipfel von 400 m Mächtigkeit. Hat die gesättigt aufsteigende Luft 20° C, und nimmt die Temperatur dabei um 0.43° pro 100 m ab, so beträgt die Temperaturabnahme für 400 m 1.72° und die Kondensationsmenge 0.98 g pro Kubikmeter für 1° Abkühlung, d. i. 1.68 g für 1.72°.

Die Geschwindigkeit des SE-Passates übersteigt oft 40 miles pro Stunde (18 m pro Sekunde). Nehmen wir aber auch nur 20 miles oder etwa 8 m rund, so treiben in der Stunde 28 800 m durch einen Querschnitt von einem Quadratmeter. Jeder Kubikmeter führt 1.68 g suspendiertes Wasser, die totale Qualität beträgt deshalb über 48 kg, was einem Niederschlage von 48 mm pro Quadratmeter und Stunde entsprechen würde. Diese Wassermenge ist groß genug, um meilenlange Reihen von Büschen und Gräsern mit Wasser reichlich zu versorgen [1]).

In einer Wolke des SE-Passates auf dem Tafelberge haben wir eine innige Mischung einer gewöhnlichen Wolke mit sehr fein verteilten Regentröpfchen im Zustande ihres Entstehens. Diese Masse bewegt sich mit großer Geschwindigkeit, welche ein Fallen der kleinen Tropfen nicht zuläßt. Erst wenn sie in Kontakt mit einem festen Körper kommen (und fügen wir hinzu, die Geschwindigkeit in den Hindernissen abnimmt), können die Tropfen an den Hindernissen festgehalten werden und allmählich den Boden erreichen. Darin besteht die Wirkung der Vegetation.

Kleinere Mitteilungen.

† **Dr. August Weilenmann.** Nicht ganz 64 Jahre alt, verstarb in Zürich in der Morgenfrühe des 10. November der langjährige und vortreffliche Dozent für Physik und Mathematik an unseren höheren Kantonalschulen, sowie der Vertreter des meteorologischen Faches am Eidgen. Polytechnikum und früher auch an der Universität, Prof. Dr. August Weilenmann. Eine markige, sympathische Gestalt, gesund im Inneren wie im Äußeren, hat der Tod ihn geholt: ein Vertreter der exakten Wissenschaften, gleich hervorragend durch Kenntnisse, Lehrgabe und Pflichttreue, wie durch ein stets leutseliges, offenes, biederes und hilfsbereites Wesen.

Weilenmann war ein Lieblingsschüler unseres unvergeßlichen Rudolf Wolf, der frühzeitig glücklicherweise die glänzenden und vielseitigen Talente des jungen Lehramtskandidaten am Polytechnikum erkannte. Ende 1863 wurde der kaum 21jährige Weilenmann als Assistent an die eben gegründete Sternwarte unserer Eidgen. polytechnischen Schule berufen, wo er dann fast ein volles Dezennium, neben Direktor Wolf, ein ausgezeich-

[1]) Es käme aber dazu noch die Wassermenge der Wolken selbst, die auf einige Gramm pro Kubikmeter zu veranschlagen ist (bis zu 5 g etwa) und die von dem „Nebelfänger" zum Teil gesammelt werden könnte. D. Red.

Digitized by Google

netes Feld ersprießlicher Tätigkeit vor sich sah. Weilenmann war auf meteorologischem Gebiete ebensogut zu Hause wie auf dem astronomisch-mathematischen, und er hatte anfänglich, seit Gründung des großen schweizerischen Beobachtungsnetzes 1863/1864, neben seiner astronomischen Tätigkeit auch die erste Leitung und Bearbeitung des weitschichtigen Beobachtungsmaterials unter Wolfs Direktion übernommen, welche Arbeit dann später an Billwiller überging. Aus diesem Dezennium seiner Tätigkeit an der Züricher Sternwarte und dem früheren bescheidenen meteorologischen Bureau der Schweizerisch-Naturforschenden Gesellschaft stammen Weilenmanns bedeutendste Arbeiten auf dem gesamten Gebiete der Meteorologie, mit denen er sich für immer einen Namen gemacht hat und die in zahlreichen Bänden der „Schweizerischen meteorologischen Beobachtungen" eine besondere Zierde bilden.

1873 schied Weilenmann von der Züricher Sternwarte aus und widmete sich nun ganz der Lehrtätigkeit an unseren höheren Kantonalschulen, an denen er als Oberlehrer der Mathematik am Gymnasium bereits seit Ende der sechziger Jahre ebenfalls schon eine reiche, fruchtbringende Wirksamkeit hinter sich hatte. Später übernahm Professor Weilenmann dann den Unterricht ausschließlich in den physikalischen Disziplinen, ein seiner Neigung durchaus entsprechendes Arbeitsgebiet: daneben vertrat er seit bereits drei Dezennien das Fach der Meteorologie an Universität und Polytechnikum in Zürich. Den weitesten Kreisen hat sich Weilenmann auch durch äußerst klare und anregende Vorträge über Astronomie, Physik und Meteorologie in hervorragender Weise beliebt und nützlich gemacht. Ein vielverdienter, dem Guten allezeit treu zugewandter Mensch ist mit August Weilenmann dahingegangen. Jul. Maurer.

Dines über die vertikalen Temperaturgradienten an der Westküste von Schottland und zu Oxshott (Surrey). Wir entnehmen dieser Abhandlung[1]), welche auf den Ergebnissen der jüngsten Reihen von Drachenaufstiegen an den genannten Orten basiert, einige der wichtigsten Resultate (vgl. diese Zeitschrift 1905, S. 561):

Die mittleren Temperaturgradienten waren:

Höhenzone (Meter)	0/500	500/1000	1000/1500	1500/2000	2000/2500
Mittlerer Gradient im Sommer über der See, Westküste Schottlands 1902 . .	0.56	0.56	0.52	0.50	0.48
Mittlerer Gradient im Sommer über der See, Westküste Schottlands 1903 . .	.44	.68	.73	—	—
Mittlerer Gradient im Sommer über der See, Westküste Schottlands 1904 . .	.77	.53	.34	.49	.51
bei London 1904 und 1905	.77	.57	.37	.30	—

Im Sommer 1903 (August) war das Wetter sehr stürmisch, die Winde waren bei allen Aufstiegen zwischen SW und NW. Ein Fall ist besonders interessant. Ein Gewitter brach aus ohne vorhergehende Warnung, während ein Drache in einer Höhe von 1300 m sich befand. Der Meteorograph war durch die aktuelle Region der elektrischen Störung hindurchgegangen. Die Aufzeichnungen zeigten aber keinerlei Eigentümlichkeiten.

Im Sommer 1904 (20. Juni bis 24. Juli) hatte das Wetter einen exceptionellen Charakter. Diesmal herrschten häufige Winde zwischen E und SW. Bis 15. Juli gab es strenge Winde aus südlicher Richtung, dann waren leichte Winde von E und SE die Regel. Am 20. Juli zeichnete das Barometer eine gerade Linie, und obgleich an der Meeresfläche die Windstärke 6 Beaufort (strong breeze) herrschte, konnte kein Drache über 670 m hinaufgebracht werden. Die Gradienten zeigten sich in diesem Sommer bis 500 m viel steiler, und es gab häufige Inversionen zwischen 1000 und 2000 m. Solche Inversionen waren früher unter der gewöhnlichen Herrschaft der Seewinde von W nicht beobachtet worden.

Vergleiche zwischen der Temperatur auf dem Ben Nevis und einem Drachen in gleicher Höhe, 77 km in SW von ihm. Es werden 22 Beobachtungen mitgeteilt. In 12 Fällen (zwei — 0.1°, also weit unterhalb der Fehlergrenze, nicht mitgezählt) war der Ben Nevis kälter als die Luft über der See in gleicher Höhe, in 6 Fällen wärmer, in 4 Fällen bestand praktisch kein Unterschied. Das Mittel der negativen Differenzen ist — 1.4, das der positiven + 2.4, im Mittel aller Fälle zeigt sich kein Unterschied. Die positiven Differenzen (Ben Nevis wärmer) traten zumeist ein bei SE-Winden, in den 5 Regentagen war der Unterschied sehr gering (kaum — 0.6°). Es ist dies leicht erklärlich, da an Regentagen eine aufsteigende Bewegung der Luft auch über der See angenommen werden muß:

[1]) Proc. Roy. Soc. 77, 440—458 (1906) (Dezember 1905).

Digitized by Google

Herr Dines ordnet dann die beobachteten Gradienten nach den Wettertypen und gelangt zu folgender Tabelle:

Gradienten	0/500	500/1000	1000/1500	1500/2000	Mittel
Zyklonisch (28 Beob.)	0.48	0.60	0.46	0.54	0.52
Antizyklonisch (4)	.66	—	—	—	—
Zwischengebiet (31)	.76	.54	.42	.52	.56
Nordwestlicher Typus (24)	.66	.62	.44	.32	.51
Südwestlicher Typus (21)	.72	.60	.40	.58	.58
Südöstlicher Typus (11)	.58	.48	.26	(.58)	.44
Übergangswetter (5)	.54	.56	.50	.40	.50
Variabel (7)	.46	.60	—	—	.53

Die langsame Abnahme der Temperatur zwischen 1000 und 1500 m bei südöstlichen Winden kommt auf Rechnung häufiger Temperaturinvasionen im Sommer 1904. Beobachtungen in den höheren Schichten bei antizyklonischer Wetterlage fehlen, weil dann die Drachen nicht in die Höhe gebracht werden konnten, wegen Mangel an Wind in diesen Schichten. Dines meint, daß deshalb kein Unterschied der Gradienten in dem Gebiete aufsteigender und daneben wieder niedersinkender Luft zur Beobachtung kommt, weil die Region, in welcher die Luft aufsteigt, sehr klein ist gegenüber jener, wo keine solche Bewegung existiert; die aus der ersteren Region niedersinkenden Luftmassen haben daher Zeit, sich zu mischen mit anderer Luft und ebenso durch Strahlung zu erkalten. Wenn dies zutrifft, so wird man keinen speziellen Gradienten finden, außer in den kleinen und begrenzten Regionen selbst, wo die Kondensation des Wasserdampfes stattfindet.

In den Gebieten der Temperaturinversionen hat man stets an den Westküsten von Schottland wie bei London eine starke Abnahme der relativen Feuchtigkeit gefunden. Dies deutet darauf hin, daß die Wärme hervorgerufen wird durch Kompression der niedersinkenden Luftmassen und nicht durch horizontale Luftströmungen herbeigebracht worden ist; die warme herabsinkende Luft wird sich ausbreiten und auf der unteren kälteren schwimmen. Es ist wahrscheinlich ein Mißverständnis, wenn man annimmt, daß man mit unseren jetzigen Instrumenten und Methoden die geringen Temperaturdifferenzen entdecken kann, welche hinreichen, große Luftmassen in der Atmosphäre in Bewegung zu setzen.

Die vertikale Komponente der Geschwindigkeit in einer gewöhnlichen Zyklone ist sehr gering, einige hundert Fuß pro Stunde beiläufig. Dies kann man schließen aus der Intensität des Regenfalles und aus der Geschwindigkeit der Winde und deren Bahnkrümmung. Zu einem solchen Auftriebe genügen wohl sehr geringe Temperaturunterschiede. In Wirklichkeit hängt die Temperatur hauptsächlich ab von der Windrichtung, die nördlichen Winde in einer Zyklone sind kalt, die südlichen warm, und die derart bewirkten Temperaturänderungen maskieren leicht alle anderen derartigen Effekte.

Gradienten zu Oxshott. Diese werden nur für Intervalle von 1000 m gegeben, da die Drachenaufstiege daselbst mehr praktischen Zwecken dienten. Höhen unter 666 m wurden nicht berücksichtigt. Nahezu alle Aufstiege fanden statt bei W-Winden. Im Sommer gibt es im SE von England selten einen Wind, der stark genug wäre, die Drachen zu heben. Von den 75 Gradienten der Tabelle (des Originals) kommen 10 auf den Sommer. Die Gradienten waren zu Oxshott größer als an der Westküste von Schottland für die ersten 1000 m, aber weniger steil für die zweiten tausend. Das erstere erklärt sich wohl leicht durch die größere tägliche Temperaturamplitude im SE von England.

Die Mittel bis zu 2000 m sind:

Westküste von Schottland	1902	0.54
„ „ „	1904	.53
Oxshott	1904 und 1905	.50

Der Verfasser untersuchte die Fälle, in welchen die Drachen in aufsteigende oder niedersinkende Konvektionsströmungen gelangten. Mit einer einzigen Ausnahme war keine wichtigere Temperaturdifferenz in einem bestimmten Niveau zu finden, wenn der Drache stieg oder wenn er fiel. J. H.

Okada über die Wärmeleitung des Schnees[1]. Herr T. Okada hat einen Aufenthalt am Met. Observatorium in Sapporo, Februar 1904, dazu benutzt, um mit Beihilfe von Mitgliedern dieses Observatoriums stündliche Beobachtungen der Temperatur in verschiedenen

[1]) Journ. Met. Soc. Japan, Februar 1905, in englischer Sprache.

Digitized by Google

Tiefen einer Schneedecke anzustellen und mittels dieser Beobachtungen, wie es Hjeltström getan (Met. Zeitschr. 7, 226), die Wärmeleitungsfähigkeit des Schnees zu berechnen. Die Beobachtungen wurden vom 5. bis 17. Februar in 10, 20 und 30 cm Tiefe mittels Thermometern mit langen Röhren angestellt. Die Schneedecke lag frei, der Sonne ausgesetzt.

Wir teilen hier im Auszuge nur die Konstanten der Sinusreihen mit, welche den täglichen Temperaturgang in den verschiedenen Tiefen ausdrücken:

Tiefe	a_0	a_1	a_2	a_3	A_1	A_2	A_3
10 cm	— 4.01	1.469	0.184	0.240	357.0	217.4	359.8
20 „	— 2.29	0.494	.144	.056	335.7	118.6	301.9
30 „	— 1.77	0.185	.037	.037	304.7	43.9	207.6

Die mittlere Dichte des Schnees in verschiedenen Tiefen war:

Tiefe p	5 cm	25 cm	34 cm	45 cm
Dichte	0.13	0.24	0.29	0.35

Diese Zahlen entsprechen der Gleichung: Dichte $= 0.101 + 0.005\,p$, Tiefe in Centimeter.

Die Wärmeleitung der Schneedecke berechnet sich aus den obigen Konstanten für die Schichten:

10 bis 20 cm zu 0.0031 cm²/sec, 20 bis 30 cm zu 0.0038 cm²/sec.

Da die Dichte des Schnees in verschiedenen Tiefen oben angegeben ist, dessen spezifische Wärme zu 0.508 angenommen werden kann, so können wir auch den kalorimetrischen Leitungskoeffizienten berechnen durch Multiplikation mit dem Produkt aus Dichte und spezifischer Wärme. Die Dichte zwischen 10 und 20 cm ist 0.18, jene zwischen 20 und 30 cm 0.24. Die Produkte sind demnach 0.091 und 0.101. Die kalorimetrischen Leitungskoeffizienten ergeben sich demnach zu 0.000 28 und 0.000 45.

Herr Okada vergleicht schließlich diese Werte mit jenen, welche früher von Abels[1]) und Jansson[2]) gefunden worden waren:

Dichte	Leitungskoeffizient berechnet nach Abels	Jansson	Beobachtet
0.18	0.000 22	0.000 39	0.000 28
.24	.000 39	.000 51	.000 45

Die beobachteten Werte entsprechen den Mitteln aus den beiden berechneten Werten.

J. H.

H. Hergesell: Über lokale Windströmungen in der Nähe der Kanarischen Inseln[3]). In meinen früheren Mitteilungen habe ich darauf hingewiesen, daß die atlantischen Inseln, welche dem afrikanischen Kontinent vorgelagert sind, einen gewissen Einfluß auf die Luftströmungen haben müssen, und die Ansicht ausgedrückt, daß die auf dem Pik von Teneriffa mitunter beobachteten SW-Winde häufig lokaler Natur sein werden. Im folgenden beehre ich mich, die Beobachtungen wiederzugeben, die mich zu dieser Anschauung geführt haben.

Im Jahre 1904 umfuhr die Yacht S. H. des Fürsten von Monaco verschiedene Inseln des Kanarischen Archipels; wir ankerten mehrfach tagelang an der N- bzw. S-Seite der Inseln, so daß sich vielfach Gelegenheit bot, die Windströmungen zu verschiedenen Tageszeiten zu studieren.

Am 31. Juli befand sich das Schiff nördlich der Insel Teneriffa unmittelbar vor dem Hafen von Orotava. Vormittags 10 Uhr herrschte an dieser Stelle ein Passatwind von 7.5 m/sec, der uns einen Drachenaufstieg bei liegendem Schiff bis zu 900 m erlaubte. Der Wind, unten fast genau NE, drehte langsam mit der Höhe in nördliche Richtungen, wobei er an Stärke ständig abnahm. In der Nacht fuhr das Schiff um die Insel herum, so daß es sich am Vormittag des 1. August an der SW-Seite der Insel Teneriffa, etwa 10 Seemeilen von der Küste entfernt, befand. Um 10 Uhr morgens herrschte hier ein ziemlich inten-

[1]) H. Abels, Rep. für Meteorol. 1892, Bd. XVI, Nr. 1.

[2]) M. Jansson, Über die Wärmeleitungsfähigkeit des Schnees. Öfversigt af Kongl. Vetenskabs-Akad. Förhandlingar 1901, No. 3, p. 222.

[3]) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. II, Heft 2. Von dem Herrn Verfasser zum Abdruck eingesendet.

Digitized by Google

siver SW-Wind von 7 m/sec, der direkt auf die Küste zu blies, an den Hängen der Insel emporstieg und dort Wolkenbildungen verursachte. Dieser „Seewind" war offenbar durch die Erwärmung der Landmassen der Insel entstanden und hat sich unzweifelhaft, seiner Entstehung gemäß, bis zu den höchsten Erhebungen der Insel fortgepflanzt. Zur selben Zeit wehten nördlich der Insel Teneriffa die Passate ungestört fort, wie Schiffsbeobachtungen erweisen. Es dürfte wohl keinem Zweifel unterliegen, daß ein Beobachter, der sich am Vormittag des 1. August auf dem Teyde befunden hätte, dort SW-Wind beobachtet haben würde, und daß dieser SW-Wind lokalen Ursprungs gewesen ist.

Den soeben geschilderten SW-Wind haben wir in der Vormittagsstunde nicht nur an der Küste von Teneriffa beobachtet, sondern ihn ebenso regelmäßig im Süden von Gran Canaria, Gomera, Palma konstatiert. Im Norden der Inseln wehte regelmäßig der Passat, der oft an den westlich und östlich gelegenen Kaps der Landmassen zu ungeahnter Stärke anschwoll, während im Windschatten des Passats der südwestliche Seewind zur ungestörten Ausbildung gelangte. Während ich mit einem Anemometer auf dem freien Meere fast immer die Windstärke von 6—7 m/sec beobachtet hatte, schwoll der Passat, sobald das Schiff aus dem Schutz der Südhäfen in die Kanäle trat, welche die einzelnen Inseln voneinander trennen, zu einem wahren Sturm an. Ich habe in diesen Straßen, wo sich die Stromfäden aufs engste zusammendrängten, Windstärken bis zu 22 m/sec gemessen, und doch herrschte nur wenige Kilometer davon entfernt, im Landschutz, ein entgegengesetzt gerichteter SW-Wind von 7—8 m in der Sekunde. Die in den Morgenstunden durch die Landmassen verursachten SW-Winde hörten regelmäßig in den Nachmittagsstunden auf. Zunächst trat Windstille ein; dann erhob sich ein vom Lande her wehender Lokalwind, der bedeutend stärker war, als der Seewind der Vormittagsstunden.

Sehr interessant sind nun die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse dieser Landwinde, da dieselben erweisen, daß wir es hier mit richtigen Föhnwinden zu tun hatten. Am Abend des 6. August 1904 lagen wir im SW der von N nach S sich erstreckenden Insel Palma; nachdem am Nachmittag beinahe Windstille geherrscht hatte, entwickelte sich in den Abendstunden ein heftiger Landwind, um 7 Uhr noch schwach, später immer stärker und stärker werdend, so daß ich beim Maximum der Erscheinung eine Windstärke von 14 m/sec konstatieren konnte. Die Temperatur und Feuchtigkeit wurde mit einem Aspirationspsychrometer so oft als möglich bestimmt. Der Luftstrom wurde stetig wärmer, trockener und heftiger. Die folgende Zahlenreihe gibt das Wachsen der Erscheinung wieder:

6. August 1904.

Zeit	Temperatur	Dampfdruck	Relative Feuchtigkeit Proz.	Windstärke m/sec
3.00p	24.0	14.8	67.0	still
8.00	28.0	11.8	42.1	6.0
8.12	31.0	8.8	26.4	7.0
8.22	33.5	6.2	16.0	11.5
8.35	35.0	6.5	15.5	—
8.44	41.8	6.6	12.0	14.0

Durch Einsetzen des Landwindes stieg die Temperatur demgemäß von 24° auf den enormen Betrag von 42°, die relative Feuchtigkeit sank von 67 Proz. auf 12 Proz.

Bemerkenswert war auch der schnelle Wechsel der Temperatur und der Feuchtigkeit, welcher allerdings in der obigen Zahlenreihe, die nur die Steigerung der Erscheinung zeigen soll, nicht hervortritt, sich aber durch andere Messungen und besonders durch das Gefühl kundtat. Die Strömung, die hoch aus dem Innern des Landes herabstieg, bestand offenbar aus Stromfäden verschiedenen Ursprungs bzw. verschiedener Höhe.

Nehmen wir an, daß die Temperaturerhöhung lediglich durch die Kompression der fallenden Luft verursacht wurde, so besteht die Beziehung $\frac{dt}{dz} = \frac{1}{cJ}$, wo c die spezifische Wärme der Luft $= 0.238$, J das mechanische Wärmeäquivalent und $\frac{dt}{dz}$ die Temperaturänderung mit der Höhe ist. Am 6. August konnte leider kein Drachenaufstieg zur Ermittelung der letzten Größe angestellt werden; doch werden wir nicht weit von der Wahrheit abweichen, wenn wir annehmen, daß in den höheren von der Landmasse der Insel unbeein-

Digitized by Google

flußten Schichten noch die Temperaturverhältnisse des 4. August maßgebend waren, von welchem Tage ein Drachenaufstieg bis zu 2500 m vorliegt.

Dieser Drachenaufstieg ergab nun in einer Höhe von 2000 m, welche Zahl der mittleren Kammhöhe der Insel Palma entspricht, eine Temperatur von 22°. Da zur Zeit des Maximums der Föhnerscheinungen unten 42° herrschte, finden wir $\frac{dt}{d\varepsilon} = \frac{1}{100}$. Berechnen wir hieraus, nach einem Vorgang von Hann, das mechanische Wärmeäquivalent, so erhalten wir $J = 420$, ein Wert, welcher dem im physikalischen Laboratorium ermittelten beinahe genau entspricht. Diese Bestimmung soll zeigen, daß wir es hier mit wirklichen Föhnerscheinungen zu tun haben.

Daß auch die Passatwinde selbst am Tage ähnlichen Föhneinflüssen der Inseln unterworfen sind, möge zum Schluß noch angeführt werden.

Als wir am Morgen des 6. August aus dem Windschutz der Insel Gomera durch den engen Kanal nach der Insel Palma fuhren, steigerte sich, wie schon früher hervorgehoben wurde, die Windstärke des Passats auf 19 m, die Temperatur hielt sich in dem freien Strom nahezu konstant auf 24°. Sobald wir jedoch in die Nähe des Südkaps der Insel Palma kamen und Luftmassen erreichten, die die Insel überstrichen haben mußten, stieg die Temperatur auffällig, während die Feuchtigkeit abnahm, wie folgende Beobachtungen erweisen:

		Luftfeuchtigkeit		
Zeit	Temperatur	Dampfdruck	Rel. Feucht. Proz.	Bemerkungen
1.45p	24.0	14.8	67	im freien Passat
	27.0	12.9	49	wir nähern uns dem Kap
	28.0	11.5	41	unter dem Schutz des Kaps
	29.0	10.4	35	"
	28.2	14.9	53	"
	25.8	16.7	67	im stillen Wasser und
	25.0	18.5	79	Windschutz der Insel

Die hier beobachtete Erwärmung der Luft dürfte allerdings nicht auf reine Föhnwirkung zurückzuführen sein, sondern auch teilweise, wie der Gang der Feuchtigkeit erweist, durch die erhitzten Landmassen der Insel bewirkt sein.

Die vorstehenden Beobachtungen werden zur Genüge erwiesen haben, welchen gewaltigen Einfluß die Kanarischen Inseln auf die sie umgebenden Luftmassen ausüben können. Ich glaube, daß meine Ansicht, die einen lokalen Einfluß auf die Windströmungen der Kanarischen Inseln und speziell des Piks von Teneriffa annimmt, völlig zu Recht besteht.

In ihrer letzten Mitteilung an die Pariser Akademie haben sich die Herren Teisserenc de Bort und Rotch wiederum mit den Windströmungen in der Nähe der Kanarischen Inseln beschäftigt und sind zu dem Schluß gelangt, daß die Beobachtungen von SW-Winden auf dem Pik von Teneriffa einem allgemeinen Phänomen entsprechen und mit denjenigen identisch sind, welche auf dem offenen Meere erhalten wurden, also den südwestlichen Gegenpassat darstellen. Dieses Resultat entspricht offenbar nicht den beobachteten Tatsachen; denn erstens glaube ich durch die soeben skizzierten Tatsachen genugsam den lokalen Einfluß der Inseln bewiesen zu haben; zweitens ist zu konstatieren, daß schon die Windbeobachtungen im Februar dieses Jahres, welche in der letzten Mitteilung der beiden Herren wiedergegeben sind, zweimal in der Höhe des Piks NW-Winde nachweisen; drittens aber stehen die Ballonbeobachtungen der „Princess Alice" im letzten Sommer mit dem ausgesprochenen Satz in vollem Widerspruch.

Sowohl diese Aufstiege als auch die Drachenaufstiege des Jahres 1904 haben erwiesen, daß im Sommer in der Breite der Kanarischen Inseln die NW-Winde bis zu den größten Höhen vorherrschen. Von einer Regelmäßigkeit der Südwestströmungen in jener Gegend des Atlantischen Ozeans kann also keine Rede sein.

Das Hauptresultat der Forschungen der „Princess Alice", daß in den nördlichen Gebieten des Atlantischen Ozeans bis zu einer Breite etwas südlich der Kanarischen Inseln fast regelmäßig Winde mit nördlicher Komponente und keine SW-Winde angetroffen werden, steht unerschüttert da und wird durch die Forschungen der Herren Teisserenc de Bort und Rotch nur bestätigt. Ihre Februaraufstiege deuten vielleicht an, daß sich die Grenze zwischen den oberen nordwestlichen und südwestlichen Winden mit den Jahreszeiten etwas verschiebt. Der regelmäßige Gegenpassat aus SW dürfte zu allen Jahreszeiten

Digitized by Google

erst in Breiten angetroffen werden, die einige Grad südlicher sind als die Kanarischen Inseln. In dem ausgedehnten Maximum der Roßbreiten wird er allmählich in eine langsam absteigende nordwestliche Strömung verwandelt.

Ich möchte an dieser Stelle einer Behauptung, die wohl von den Herren Teisserenc de Bort und Rotch zuerst ausgesprochen worden ist, entgegentreten, nämlich daß ich damals die Existenz des Gegenpassats überhaupt geleugnet habe. In meinen Mitteilungen und Publikationen findet sich kein Wort davon. Auch meine Ansicht über die SW-Winde des Piks von Teneriffa hat hiermit nichts zu tun. Bei dieser Frage handelt es sich um ganz lokale Erscheinungen, die mit der großen Zirkulation nur lose in Zusammenhang stehen.

In meinen früheren Mitteilungen an die Akademie habe ich lediglich meine Beobachtungen dargestellt, ohne mich weiter auf theoretische Spekulationen über die Luftzirkulation zwischen Äquator und Pol einzulassen. Ich habe nachgewiesen, wie schon erwähnt, daß auf dem Atlantischen Ozean in der nördlichen Passatregion bis zu den Breiten etwas südlich der Kanarischen Inseln das Regime der nordwestlichen Winde bis zu den Höhen von mehr als 10 km herrscht.

Was weiter südlich vor sich geht, darüber etwas zu sagen, hatte ich keine Veranlassung, da wir in jenen Gegenden nicht gefahren sind und demgemäß auch nichts untersuchen konnten. Daß ich aber auch schon in meiner ersten Publikation weiter im Süden den südwestlichen Antipassat als herrschend angenommen habe, beweist deutlich der Name, mit dem ich die nordwestlichen Winde der höhern Breiten belegt habe, nämlich: bereits wieder zurückkehrender Antipassat. Ein bereits wieder zurückkehrender Antipassat mit nördlicher Komponente muß notwendig weiter südlich eine südliche Richtung besessen haben. Diese Erklärung wird hoffentlich genügen, um die Legende, ich hätte an irgend einer Stelle die Existenz des Antipassats geleugnet und später wieder zugegeben [1]), aus der Welt zu schaffen.

Die Windrichtung auf dem Gipfel des Pik von Teneriffa, 28°49′ NBr., 16° W. v. Gr., 3710 m. Ich stelle im nachfolgenden einige Angaben über die auf dem Gipfel des Pik von Teneriffa beobachteten Windrichtungen zusammen, ohne dabei einen Anspruch darauf zu erheben, daß diese Sammlung eine einigermaßen vollständige sei. Es wäre sehr zu wünschen, daß die Berichte der Besteiger des Pik darüber vollständig gesammelt würden, noch mehr, daß auf den Kanaren regelmäßige Beobachtungen über den Wolkenzug, namentlich über den Zug der Cirruswolken im Winter und Sommer angestellt werden möchten. Die Drachen- und Ballonaufstiege können doch nur Stichproben geben, welche durch regelmäßige Aufzeichnungen des Wolkenzuges ergänzt werden sollten.

A. v. Humboldt, der Ende Juni 1799 den Pik bestieg, bemerkt (8h morgens): Der Wind blies so heftig aus West, daß wir uns kaum auf den Beinen halten konnten; Temperatur 0°. „Ähnlichen, nur etwas weniger starken Westwind", sagt Leop. v. Buch, „fand ich auf dem Gipfel des Pik am 19. Mai", und George Glas, ein aufmerksamer und genauer Beobachter, der als Seemann die Winde der Kanarischen Inseln sorgfältig viele Jahre lang erforscht hatte, sagt, daß stets ein starker Westwind auf der Höhe dieser Insel wehe. Dieser Wind kommt (im Herbst) aus den Höhen der Atmosphäre an den Bergen langsam herab. Man sieht dies deutlich an den Wolken, welche im Oktober die Spitze des Pik von Süden her einhüllen. Sie senken sich immer tiefer und endlich lagern sie sich auf dem etwa 2000 m hohen Kamm des Gebirges zwischen Orotava und der Südküste. Es vergeht dann noch vielleicht eine Woche und mehr, ehe die Südwinde an der Meeresküste empfunden und dort auch herrschend werden [2]).

Piazzi Smyth hat 1856 zwei Sommermonate am Pik von Teneriffa zugebracht; vom 16. Juli bis 17. August zu Guajara 2705 m und vom 20. August bis 19. September zu Altavista in 3240 m. Über die Windverhältnisse bemerkt er [3]): Der NE-Passat, der über den Hügeln von Teneriffa mit voller Stärke weht, nimmt nach oben an Intensität ab bis zu einem Stratum unterhalb des SW-Windes, welcher der stetige Wind der oberen Schichten der Atmosphäre zu sein scheint, mindestens im Sommer, auf welchen meine Beschreibung sich

[1]) Meteor. Zeitschr. 1906, S. 227, 228, 265.
[2]) Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln. Berlin 1826.
[3]) Report on the Teneriffa Astronomical Experiment of 1856. By Prof. Piazzi Smyth. London u. Edinburgh 1858.

Digitized by Google

allein bezieht. Die Höhe der neutralen Schicht scheint sehr veränderlich zu sein, zuweilen lag sie unter, häufiger aber oberhalb 9000 feet (2740 m). In Guajara herrschte meist schwacher NE, zuweilen reichte auch der obere SW-Wind so weit herunter, wehte aber nicht heftig. Des Staubnebels wegen, der zu Guajara zuweilen auftrat, verlegte Smyth seine Station höher, nach Altavista, wo er noch schwächeren Wind und mehr gleichmäßigen Wechsel zwischen NE und SW antraf. Nebel und Wolken fehlten hier ganz. In Guajara verhielten sich die nördlichen Winde zu den südlichen noch wie 2 : 1, zu Altavista war das Verhältnis der nördlichen zu den südlichen Winden wie 1 : 10. Die Luft war sehr trocken. Die Beobachtungen an zwei Tagen beim raschen Aufstieg und Abstieg mögen hier folgen:

Höhe	Küste	460	960	1450	1890	2070	2410	2790	3060 m
				25. August:					
Temperatur . . .	22.8	23.5	29.2[1])	23.5	22.5	22.5	18.8	18.7	17.0°
Rel. Feuchtigkeit .	71	66	55	35	—	27	—	34	37
Wind	NE	NE	N	N	N	Kalme	SW	W	SE
				30. August:					
Temperatur . . .	25.0	23.5	23.4	23.3	20.6	16.7	18.3	11.5	8.5
Rel. Feuchtigkeit .	80	83	80	51	—	46	—	64	78
Wind	—	—	—	NW	N	N	S	SW	SW

In Guajara, das frei auf einer Höhe liegt, treten noch Talwinde bei Tag und Bergwinde bei Nacht ein[2]).

K. v. Fritsch, der sich ebenfalls längere Zeit auf Teneriffa aufgehalten hat, bemerkt: Selten erreicht der Passat die Höhe des Pico de Teyde auf Teneriffa (3700 m), so bei meinem zweiten Besuch des Gipfels am 30. Mai 1863, vielleicht auch bei Devilles Besteigung am 21. September 1842. Bei meinen Wanderungen fand ich im September 1862 die obere Grenze des Passates meist bei 2000 bis 2400 m, bisweilen schien dieselbe aber bedeutend auf- und abwärts zu schwanken. Über dem Passatwind folgt in der Regel eine 300 bis 600 m mächtige windstille Zwischenregion, über welcher der Antipassat aus SW her weht, ein Wind, der fast stets auf dem Teyde herrscht, oft auch, während in der Nähe der Küste noch der Passat fühlbar ist, herabsteigt bis zu den Höhen von Canaria (1800 bis 1900 m) und Palma (2000 bis 2200 m). Die Passatwolkenschicht hatte in der Regel eine Mächtigkeit von 300 m und mehr. Ihre obere Grenze bezeichnet aber nicht zugleich die Passatgrenze, die wohl 600 bis 1000 m höher liegt und durch eine fast windstille Zone vom Antipassat getrennt ist.

Die klare Atmosphäre der Höhe läßt bisweilen zwei Lagen von ganz leichten Wölkchen, meist Cirri, Cirrocumuli und seltener Cumuli wahrnehmen. Die unteren derselben schweben etwa in der Höhe des Pic de Teyde (3700 bis 4000 m) und oft legen sie sich an diesen an (Sombrero, Hut, des Teyde, der an einigen Orten als Regenzeichen gilt). Die obersten Wölkchen schweben in sehr bedeutender Höhe. Im September 1862 konnte ich fast stets die zwei übereinander als vereinzelte Wölkchen schwebenden vom Antipassat mit ziemlicher Schnelligkeit nordöstlich getriebenen Wolkenschichten oberhalb der Stratus und der Stratocumuli des Passates beobachten[3]).

Ende Juni und Anfang Juli 1878 hielt sich Dr. Wm. Marcet am Pik von Teneriffa auf und berichtet über seine meteorologischen Beobachtungen im Quarterly Journal Meteorol. Society, Vol. V (1879), p. 227/236. In Guajara herrschte der NE-Wind bei großer Trockenheit (28. Juni bis 7. Juli, mittlere Psychrometerdifferenz 12.3°, Maximum 17°) oberhalb des Wolkengürtels; 30. Juni Südsturm. Altavista, 9/19. Juli, Winde: am 10. leichte NNW, 10/11. Sturm von WNW, 12. leichte westl. Brise, 13. starker W, 15. Besteigung des Pik, kein besonderer Wind, 16. SSE-Wind, 17. kalter W, 18. ruhig, abends kalter W, 19. W-Wind, stark die Nacht hindurch, ruhig bei Tage. Zu Altavista in 3260 m herrschten die westlichen Winde mit gelegentlicher nördlicher Richtung.

Im Oktober 1887 verweilte Hon. Ralph Abercromby auf der Insel Teneriffa und bestieg auch den Pik. Er berichtet darüber gleichfalls im Quarterly Journal R. Met. Soc., Vol. XIV (1888), p. 101—106. Electrical and Met. Observations on the Peak of Teneriffa. Wir

[1]) Oberhalb der Wolkenschicht.
[2]) Die Beobachtungen finden sich im Detail in Transactions Roy. Soc. London 1856.
[3]) Meteorologische und klimatographische Beiträge zur Kenntnis der Kanarischen Inseln. Von K. v. Fritsch. Peterm. geogr. Mitt. 1866, S. 217 bis 227.

Digitized by Google

machen aufmerksam auf die Messungen des elektrischen Potentials mit Thomsons Elektrometer. Am 24. Oktober 8^a auf dem Pik in 3710 m herrschte NE-Wind (der Passat) mit 4.5 m Geschwindigkeit. Keine oberen Wolken sichtbar. Das elektrische Potential war positiv und stieg auf 549 Volt. Trockenes Thermometer — 0.6, nasses — 3.3°. — 22. Oktober, 8^h, Wind (an der Küste) S (Landwind ?), niedrige Wolken W, hoher Cirrus NNW. 23. Oktober, $5^1/_2{}^a$, Wind S (Landwind ?), niedrige Wolken E, hoher Cirrus WNW.

Wolkenbeobachtungen von Prof. Öhrvall, Januar bis Mai 1884, und Leut. Gust. Hultcrantz, November und Dezember 1886, 75 Beobachtungen im ganzen. Cirrus sind sehr selten. „Auf dem Gipfel herrscht fast konstant SW-Wind."

Die Cirrusbeobachtungen (Winterhalbjahr) verteilen sich folgendermaßen auf die acht Hauptrichtungen:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
2	2.5	2.5	7	7.5	11	33	9.5

Die mittlere Richtung des Cirruszuges über Teneriffa ist im Winter W 15° S. (Hildebrandsson, Sur la circulation générale de l'atmosphère).

Dr. Biermann: Beiträge zur Kenntnis des Klimas der Kanarischen Inseln. Met. Z. 1887, S. 1 usw. Die Windverhältnisse in den unteren Schichten werden eingehend dargestellt. Die obere Passatgrenze hält sich meist bei 2500 m. Bei einer Besteigung des Pik am 10. Juni 1889 fand Biermann auf dem Gipfel um 5^h morgens NE_3, während abends vorher und in der Nacht der Antipassat mit Stärke 2 bis 4 wehte.

Der SW- und W-Wind, der demnach oberhalb 3000 m sehr häufig, auch im Sommer auf dem Pik angetroffen wird, ist gewiß kein lokaler Wind, sondern gehört dem oberen Zweige der atmosphärischen Zirkulation an. Der NE (Passat) weht zuweilen auch auf dem Gipfel, wenigstens im Sommer, die mittlere Richtung des Cirruszuges im Winter ist W bei S. Die von Herrn Hergesell im Sommer beobachteten NW-Winde in der Gegend der Kanarischen Inseln standen wohl in Übereinstimmung mit der zeitweiligen Lage des subtropischen Hochdruckgebietes über dem Nordatlantischen Ozean. Selbst die Karte der mittleren Isobaren in 4000 m von Teisserenc de Bort zeigt im Juli den Kern des Maximums etwas im NW der Kanaren, so daß nördliche Winde in 4 km über denselben mit der Druckverteilung nicht im Widerspruch stehen würden. Nach den höchst interessanten Ergebnissen der Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen in den Höhen dieser Antizyklone von Hergesell mag sich dieselbe, ihrer hohen Temperatur wegen, zu noch größeren Höhen erstrecken, als bisher angenommen worden ist. Über Westindien und Mittelamerika wären nach der oberen Druckverteilung in gleichen Breiten konstantere äquatoriale Strömungen zu erwarten.

J. Hann.

Das Klima der Karolineninsel Kusaie oder Ualan. Die Missionsstation auf Kusaie, deren auffallend großer Regenreichtum von 5 bis $7^1/_2$ m in einzelnen Jahren seit 1895 im Juniheft der Meteorologischen Zeitschrift mitgeteilt wurde, liegt bei dem Orte Merot an der Nordwestküste der Insel. Sie liegt etwa eine Seemeile südwestlich von Observation Point, dessen ungefähre Position mit 5° 21.3′ NBr., 162° 56′ EL. gewöhnlich auch als diejenige Kusaies angegeben wird. Die Insel Lóló, Lölö oder Lola, mit einer Handelsstation, die von dem schwedischen Kapitän Melander verwaltet wird und ebenfalls meteorologische Beobachtungen liefert, liegt etwas mehr als vier Seemeilen östlich von Merot, in einer Bucht der Ostküste von Kusaie. Merot liegt am Fuße des Mertensberges (Mertens Monument), eines 1736 m hohen Vorberges des zentralen, 2155 m erreichenden Mt. Crozer. Die Berge sind, wie diejenigen der anderen Karolinen im W, reichlich bewaldet. Merot hat demnach eine ganz ähnliche Lage wie Papeete auf Tahiti. Der für diese Station von mir wahrscheinlich gemachte Monsuneinfluß des Insellandes selbst dürfte auch für Merot gelten. Die regenbringenden Winde müssen hier wie dort westliche sein. Sonst würden im Leeschatten der Passatströmungen gelegene Orte, wie Papeete auf Tahiti und Merot auf Kusaie, nicht überaus reiche und sogar exzessive Niederschläge aufweisen. Der einschlägige Vortrag des Unterzeichneten über Monsuneinflüsse auf der südlichen Hemisphäre ist abgedruckt in den Verhandlungen des fünften internationalen Kongresses der geographischen Wissenschaften zu Bern 1891, S. 634 bis 644, die von ihm berechneten meteorologischen Beobachtungen zu Papeete 1876 bis 1891 in der Meteorol. Zeitschr. 1892, S. 143 bis 145.

Digitized by Google

Von dem Apriltaifun 1905, dessen Zerstörungsfeld von den Ostkarolinen bis nach den nördlichen Philippinen reicht, wurde auch Kusaie betroffen. Nach dem amtlichen Marinebericht des deutschen Kreuzers „Seeadler", der die schwer heimgesuchten Inseln im folgenden Juli besuchte, wurde außer anderen Gebäuden in Merot auch die Kirche der amerikanischen Mission zerstört, anscheinend unter Mitwirkung der sturmflutartig angeschwollenen Taifundünung. Als Datum wird der 20. April 1905 angegeben, wie für Ponape. Wahrscheinlich liegt hier aber eine Verwechselung vor, da nach der Geschwindigkeit, mit der sich das Tief weiterbewegte, etwa 300 Seem. am Tage, der 19. April besser passen würde. Die erwähnte Flutwelle kam schon gegen 6.30^a, bei NW-Wind. Das Minimum passierte Lölö nach Kapitän Melander aber erst gegen 8^a, mit 720.1 mm — gegen 713.8 mm in Langenhafen, an der N-Küste Ponapes. Der Wind hatte von NW über N nach NE gedreht und entfaltete gegen 8^h seine größte Stärke. Später nach SE weitergehend, flaute er gegen 10^a ab.

Jener Marinebericht wurde mir durch freundliches Entgegenkommen des Seeamtes zu Hamburg zugänglich gemacht, mit anderem amtlichen Material. Aus diesem sei hier ein Protokoll des Kaiserlichen Bezirksamtes zu Ponape hervorgehoben, in dem aus dem Zustande des Baumwuchses auf dieser Insel vor und auch dem Sturme der Schluß gezogen wird, daß ein solches Ereignis seit einem halben Jahrtausend zum ersten Male eingetreten sei. Außer den Kokospalmen, von denen auf Kusaie 30 Proz. des Bestandes vernichtet wurden, kommen als Nutzbäume noch Brotfruchtbäume in Betracht, auf den Berghöhen wahrscheinlich, wie auf Tahiti, eine ungemein üppige, alte Farnvegetation. Auf Tahiti ist diese so hoch emporgewuchert, daß Reisende nach einem Nachtlager im Kamp Mühe haben sollen, ihre nebenan aufgehängten Kleider wieder zu erlangen. Leider fehlen von Ponape und Kusaie genauere Angaben. Für mehrere der gebrachten Angaben ist der Unterzeichnete außer dem erwähnten Seeamte dem Kaiserl. Bezirksamte auf Ponape und dem Direktor der Jaluit-Gesellschaft, Herrn Grösser, zu Dank verpflichtet. Die geographischen Daten sind der Spezialkarte von Kusaie entnommen, die von der britischen Admiralität herausgegeben ist.

Wilhelm Krebs.

Meteorologische Beobachtungen, angestellt in den Republiken Guatemala und Salvador 1905. Die meteorologischen Beobachtungen sind in Chimax in gewohnter Weise fortgeführt worden; leider ist im Laufe des Jahres das Minimumthermometer zerbrochen, und da kein Reserveinstrument mehr vorhanden war, so hörten die betreffenden Beobachtungen auf. Die Regenmenge war bedeutend niedriger als im Vorjahre. Einmal (28. März) trat ein kurzdauernder, mit Hagel verbundener Wirbelsturm in Chimax auf, der einige Häuser abdeckte und auch den Regenmesser umwarf, so daß also die Regenmenge etwas zu niedrig ist.

Die Zahl der Regenmessungen nimmt von Jahr zu Jahr ab; um so dankbarer ist es aber zu begrüßen, daß immer noch eine Anzahl Plantagenbesitzer und -verwalter in aufopferungsvoller Weise bereit sind, Regenmessungen anstellen zu lassen oder selbst anzustellen, und daß auch neue Kräfte zu den alten bewährten hinzukommen.

Resultate der meteorologischen Beobachtungen, angestellt zu Chimax bei Coban (Alta Verapaz). 1300 m. Jahrgang 1905.

	Temperatur Mittel			Luftfeuchtigkeit Mittel			Geringste beobachtete	Bewölkung Mittel		
	6^a	12^m	6^p	6^a Proz.	12^m Proz.	6^p Proz.	Proz.	6^a	12^m	6^p
Januar	10.9	16.7	14.0	94	79	92	53	10.0	7.6	9.1
Februar	12.8	20.0	16.7	96	76	89	56	9.5	5.3	7.1
März	13.7	22.8	17.6	94	67	95	52	8.6	3.8	5.5
April	16.8	25.0	19.8	87	64	88	37	9.4	4.5	6.0
Mai	16.8	25.0	20.9	89	72	89	50	8.5	4.0	7.6
Juni	17.3	23.4	20.2	96	80	92	71	8.9	8.1	8.0
Juli	16.5	22.2	19.8	96	80	91	56	9.2	8.1	8.3
August	16.1	23.7	20.3	95	76	89	67	9.8	7.9	7.9
September	16.0	22.6	19.9	96	81	92	66	9.2	6.8	8.2
Oktober	16.6	21.3	19.0	96	84	92	70	9.6	7.4	7.6
November	14.9	21.7	18.4	97	78	93	65	9.1	7.9	7.9
Dezember	13.0	18.8	15.8	94	79	92	57	8.1	6.8	8.2
Jahr	15.1	21.9	18.5	94	76	91	37 (14. Apr.)	9.2	6.5	7.6

Digitized by Google

	Luftdruck			Regen					
	Mittel Mittag	beobachteter höchster	beobachteter niedrigster	Nachts mm	Vorm. mm	Nachm. mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag
Januar	655.8	658.9	653.0	114.0	44.6	37.2	195.8	18	42.0
Februar	54.6	56.7	51.8	129.1	24.9	9.7	163.7	14	45.7
März	54.1	56.5	51.5	> 82.9 [1]	—	1.5	> 84.4 [1]	10	31.0
April	53.4	55.8	51.1	72.3	40.9	65.0 [2]	178.2	10	69.7
Mai	53.4	54.1	51.2	115.1	0.5	49.8	165.4	16	38.0
Juni	53.0	54.0	51.8	240.3	5.0	22.8	268.1	21	37.2
Juli	54.7	55.9	53.0	137.9	13.3	67.3	218.5	20	42.8
August	54.8	56.0	52.5	149.1	—	26.7	175.8	14	34.8
September	53.9	55.0	51.0	193.2	24.8	19.3	237.3	19	38.7
Oktober	54.0	55.5	51.8	147.8	12.3	38.7	198.8	20	24.9
November	54.6	55.5	53.4	93.9	18.4	33.2	145.5	12	52.1
Dezember	54.5	57.0	51.0	110.6	44.1	59.2	213.9	15	55.2
Jahr	654.2	657.0 (4. Dez.)	651.0 (13. Dez.)	> 1586.7	228.8	430.4 [2]	> 2245.4 [1]	189	69.7 (5. April)

Regenmessungen in der Republik Guatemala 1905.

I. Alta Verapaz.

Station	Setal			Providencia		Xicacao			S. Cristobal
Meereshöhe	740 m			950 m		1000 m			1380 m
Beobachter	H. Schlechauf			W. Klug		M. Leipprand			H. Tafel
	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Summe mm	Zahl der Regentage	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Summe mm
Januar	505	17	105	487	19	111.5	18	22.5	41.0
Februar	390	15	91	446	19	203.7	19	27.3	36.4
März	227	8	65	255	15	135.5	14	23.0	68.6 [3]
April	362	10	105	380	12	104.0	12	35.9	89.2
Mai	306	12	95	214	17	170.3	17	30.5	88.0
Juni	519	23	69	650	25	540.4	25	80.4	253.3
Juli	466	23	130	558	25	886.4	25	99.6	345.0
August	325	22	47	268	19	338.1	22	90.0	170.0
September	482	20	46	490	25	468.6	17	62.2	220.1
Oktober	401	29	68	594	26	372.2	26	72.4	163.3
November	269	18	?	394	16	216.6	15	57.0	53.5
Dezember	833	17	226	399	15	85.9	15	21.9	36.3
Jahr	5085	214	226 (24. Dez.)	5135	233	3632.5	225	99.6 (26. Juli.)	1564.7

Regenmessungen in der Baja Verapaz (Guatemala). Nach langer Pause sind durch Herrn August Kuhn die Regenmessungen in Salama wieder aufgenommen worden. Leider wurden sie 1904 durch Zerbrechen des Meßgefäßes wieder unterbrochen; sie wurden aber 1906 wieder aufgenommen.

Regenmessungen, angestellt in Salama, Baja Verapaz, Republik Guatemala 1902 und 1903.

Beobachter A. Kuhn. Meereshöhe 930 m. 15° 6′ NBr., 90° 18′ WL. v. Gr.

	1902					1903				
	Regenmenge					Regenmenge				
	bei Tag mm	bei Nacht mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	bei Tag mm	bei Nacht mm	Summe mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag
Januar	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Februar	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
März	—	—	—	—	—	28.0	7.5	35.5	2	28.0
April	53.5	82.3	135.8	5	76.5	6.0	3.0	9.0	2	6.0
Mai	39.0	57.2	96.2	13	17.8	10.0	73.7	83.7	9	28.0
Juni	64.3	146.7	211.0	18	37.5	49.5	117.5	167.0	13	37.5
Juli	7.0	71.4	78.4	10	30.5	8.5	103.8	112.3	14	23.0
August	7.3	29.0	36.3	9	10.0	66.0	76.5	142.5	15	34.5
September	3.0	41.3	44.3	13	18.8	8.0	48.0	56.0	5	22.0
Oktober	80.3	87.8	168.1	17	33.5	37.0	42.9	79.9	11	26.0
November	10.0	27.8	37.8	5	11.0	19.0	2.5	21.5	6	6.5
Dezember	2.0	—	2.0	1	2.0	3.0	—	3.0	1	3.0
Jahr	266.4	543.5	809.9	91	76.5 (16. April)	235.0	475.4	710.4	78	37.5 (22. Juni)

[1]) Am 28. März wurde der Regenmesser durch einen Wirbelwind umgeworfen, so daß der Niederschlag nicht gemessen werden konnte.

[2]) Zufolge einer Beobachtungslücke sind zwei Tage zusammengezogen, so daß eine Nachmittagsmessung zu hoch ist.

[3]) Am 31. März Hagel.

Digitized by Google

Regenmessungen in der Republik Guatemala 1905.

II. Südguatemala.

Station	Las Mercedes	La Soledad	S. Francisco Miramar		El Baul		Morelia		S. Diego	
Meereshöhe	1000 m	1000 m?	740 m		460 m		980 m		550 m	
Beobachter	E. Hockmeyer u. A. C. Steffen		A. Keller						Egelhaaf	
	Menge mm	Menge mm	Menge mm	Zahl der Regentage	Menge mm	Zahl der Regentage	Menge mm	Zahl der Regentage	Menge mm	Zahl der Regentage
Januar	25.4	12.7	27.9	3	81.3	3	88.9	2	30.5	1
Februar	—	—	—	—	12.7	2	12.7	2	—	—
März	215.9	264.2	236.2	10	515.6	14	279.4	10	180.3	12
April	215.9	231.1	190.5	10	302.3	17	95.3	9	165.1	7
Mai	434.3	419.1	424.2	20	416.6	26	679.5	23	327.7	13
Juni	645.1	477.5	899.1	18	685.8	24	1041.4	25	655.3	18
Juli	297.2	350.5	348.0	19	325.1	17	196.9	13	144.8	5
August	508.0	398.8	576.6	17	309.9	18	495.3	17	345.4	15
September	690.9	502.9	690.9	24	398.8	21	704.9	20	599.4	19
Oktober	535.9	315.0	442.0	11	213.4	16	673.1	16	393.7	12
November	134.6	91.4	177.8	11	38.1	6	139.7	12	45.7	5
Dezember	55.9	17.8	170.2	5	17.8	2	—	—	40.6	6
Jahr	3759.1	3081.0	4183.4	148	3317.4	166	4407.1	149	2928.5	113
Maximalniederschlag in 1 Tag	134.6 (4. April)	68.6 (6. Mai)	?	—	?	—	?	—	?	—

Regenmessungen in der Republik St. Salvador 1904, angestellt von Herrn F. Deininger.

	La Laguna			Mirasol			St. Lucia		
	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag
Januar	—	—	—	2.0	1	2.0	12.0	2	7.0
Februar	—	—	—	1.5	1	1.5	2.5	1	2.5
März	84.5	8	27.0	140.5	11	58.5	175.0	9	61.5
April	140.0	13	20.0	317.5	12	57.0	318.5	15	57.5
Mai	256.0	13	58.0	269.0	10	58.0	287.0	20	52.5
Juni	340.0	13	58.0	286.0	9	63.0	352.5	18	49.0
Juli	484.0	18	?[1]	448.5	20	71.0	581.5	26	51.0
August	331.0	14	86.0	392.5	17	?[2]	481.0	21	81.0
September	199.0	6	115.0	337.5	14	87.0	329.5	10	87.0
Oktober	156.0	5	54.0	90.0	[5 ?][3]	?[3]	163.5	8	61.5
November	—	—	—	13.5	1	13.5	63.0	4	25.0
Dezember	—	—	—	—	—	—	7.0	1	7.0
Jahr 1904	1990.5	90	115.0 (20. Sept.)	2298.5	[101 ?][3]	87.0 (1. Sept.)	2773.0	135	87.0 (1. Sept.)

Regenmessungen in der Republik St. Salvador 1905.

Beobachter F. Deininger.

Station	La Laguna bei San Salvador			Mirasol bei Quozaltpeque			St. Lucia am Vulkan von San Salvador.		
Meereshöhe	670 m			760 m			1370 m		
	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag	Menge mm	Zahl der Regentage	Maximum in 1 Tag
Januar	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Februar	—	—	—	—	—	—	—	—	—
März	42.0	5	23.0	142.5	4	75.0	85.0	4	30.0
April	53.8	7	17.0	91.0	8	23.0	97.0	8	45.0
Mai	242.5	15	35.0	212.3	17	38.0	184.8	17	49.0
Juni	363.5	26	95.0	382.5	20	55.5	481.0	24	50.0
Juli	352.5	22	47.0	378.0	21	38.5	444.0	19	47.0
August	196.0	17	35.0	376.5	16	46.0	365.0	15	50.0
September	279.5	18	64.0	189.0	16	40.0	179.2	11	40.0
Oktober	413.2	14	144.0	301.5	10	78.5	371.0	9	150.0
November	5.0	1	5.0	26.7	2	25.0	1.0	1	1.0
Dezember	2.0	1	2.0	—	—	—	—	—	—
Jahr	1950.0	126	144.0 (8. Okt.)	2100.0	114	78.5 (17. Okt.) vielleicht 7. oder 8. Oktober mehr; die 3 Tage zusammengezogen: 169 mm.	2208.0	108	150.0 (7. Okt.)

Tübingen, den 16. Mai 1906. Karl Sapper.

[1]) Mehrmals 2 Tage zusammengenommen; 14. und 15. Juli zusammen 102 mm.
[2]) Mehrmals 2 Tage zusammengenommen; 21. und 22. August zusammen 98 mm.
[3]) Mehrmals einige Tage zusammengenommen.

Digitized by Google

Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900[1]. Soeben ist das längst erwartete große Werk von G. Hellmann über die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten erschienen[2]). Damit wird endlich eine große Lücke ausgefüllt, besaßen wir doch bisher keine amtliche Bearbeitung der Niederschlagsverhältnisse des Reiches, sondern nur unvollständige kleine, meist schon veraltete Monographien privater Autoren, denen die Fülle des amtlichen Materials nur zum Teil zur Verfügung stand. Die vielen, sehr übersichtlich gruppierten Tabellen des Hellmannschen Werkes bieten die Möglichkeit, die Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich schärfer zu untersuchen, als es bisher geschehen konnte. Es sind alle Gebiete vertreten, mit Ausnahme des Donaugebietes, das, als nicht zum Bereich des Einzugsgebietes norddeutscher Ströme gehörig, ausscheidet.

Auf Grund des von ihm zusammengestellten Materials für einige norddeutsche Flüsse war V. Kremser 1896 und 1898 zu dem Resultat gekommen, daß im Bereich der Oder und der Elbe die von mir 1890 nach den langjährigen bis 1885 reichenden Beobachtungsreihen in meinem Werke über Klimaschwankungen vertretenen ungefähr 35jährigen Schwankungen des Niederschlages nicht zu erkennen seien[3]). Zu einem anderen Resultat kommt Hellmann. Er untersucht, und zwar nach der von mir seinerzeit angewandten Methode der Lustrenmittel, an der Hand der Beobachtungen von 24 Stationen die Schwankungen im ganzen Reich und findet folgende Zahlen (Bd. I, S. 344):

Niederschlag in Prozenten des vieljährigen Mittels:

1816/20	21/25	26/30	31/35	36/40	41/45	46/50	51/55	56/60	61/65	66/70	71/75
99	99	94*	94	102	103	99	108	93	91*	103	94

1876/80	81/85	86/90	91/95	96/1900	1901/05
109	103	101	98	102	—

Die Zahlen sind nicht ausgeglichen.

Die Minima um 1830 und um 1860 treten scharf hervor, desgleichen die Maxima um 1850 und 1880. Hellmann, der die Übereinstimmung seiner Ergebnisse mit meinen Resultaten hervorhebt, betont, daß das Maximum um die Mitte des Jahrhunderts nicht 35 Jahre, sondern nur 25 Jahre vor dem um 1880 eintrat; es fällt, wie auch ich 1890 feststellte, auf 1851/55, wenn auch das Lustrum 1841/45 ebenfalls reichliche Niederschläge aufweist. Klar tritt die Abnahme des Niederschlages von 1880 an bis 1900 hervor.

Hellmann gibt außerdem Bd. I, S. 327, um die Frage des Einflusses der Sonnenfleckenperiode zu beleuchten, für die einzelnen Jahre 1851 bis 1900 die Jahressummen von 21 Stationen, ausgedrückt in Prozenten der 50jährigen Mittel 1851 bis 1900. Diese Zahlen bieten ein treffliches Material, um die Lage des Minimums um 1860 und des Maximums um 1880 etwas genauer festzustellen, als es durch Lustrenmittel möglich ist.

Ich habe zunächst Gruppenmittel gebildet und zwar wie folgt:

Weichsel-Oder-Gebiet: Königsberg i. Pr., Krakau, Klaussen, Görlitz, Frankfurt a. O., Posen, Stettin.

Elbe-Gebiet: Kiel, Torgau, Erfurt, Berlin, Gütersloh, Emden.

Unteres Rhein-Gebiet: Kleve, Bonn, Trier, Nancy.

Oberes Rhein-Gebiet: Frankfurt a. M., Kalw, Stuttgart, Isny.

Die umstehende Tabelle gibt für diese Gruppenmittel die Abweichungen des Niederschlages in Prozenten des 50jährigen Mittels. Außerdem wurde aus den vier Gruppenmitteln noch ein allgemeines, für ganz Deutschland (ohne Donaugebiet) geltendes Mittel gebildet[4]). Die Kolonnen rechts enthalten dieselben Gruppenmittel, ausgeglichen durch Bildung fortschreitender Zehnjahresmittel; es wurde also das Mittel 1851/60 gebildet, dann 1852/61, 1853/62 usf.; die Jahreszahlen links geben die beiden zentralen Jahre des betreffenden Jahrzehnts an. In diesen ausgeglichenen Reihen sind die Maxima und Minima durch Fettdruck hervorgehoben.

---

[1]) Aus der neuen Zeitschrift für Gletscherkunde und Klimaänderungen, Bd. I, 1906 (Berlin, Bornträger), auf welche wir die Leser dieser Zeitschrift hierdurch besonders aufmerksam machen wollen.

[2]) Die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten. In amtlichem Auftrage bearbeitet von G. Hellmann. 3 Bände. Berlin 1906.

[3]) Oderstromwerk, Berlin 1896; Elbstromwerk, Berlin 1898.

[4]) In einzelnen Jahren weichen diese Mittel von Hellmanns Mittel um eine Kleinigkeit ab, weil Hellmann sein Mittel als Mittel der 21 Stationen, ich das meinige als Mittel der vier Gruppenmittel berechnete.

Digitized by Google

Noch deutlicher als die Hellmannschen Zahlen zeigen unsere ausgeglichenen Gruppenmittel die Schwankung des Niederschlages an. Von 1855/56 bis 1872/73 sind die Niederschläge unter dem Normalen, von 1875/76 bis 1886/87 über dem Normalen. Von 1887/88 sind sie mit einziger Ausnahme des östlichen Deutschlands wieder unter normal. Es zeigt sich also das von mir 1890 vorausgesehene Sinken der Niederschläge nach dem Maximum um 1880 ganz scharf. Das Minimum fällt überall auf 1860/61, das Maximum auf 1879/80, wieder mit Ausnahme des östlichen Deutschlands, wo es 7 Jahre später auf 1886/87 zu liegen kommt. Die Amplitude beträgt übereinstimmend 15 bis 18 Proz. des 50jährigen Mittels, ist also nicht unwesentlich größer, als ich sie nach Lustrenmitteln fand. Die Erklärung, warum das sein muß, habe ich schon an anderer Stelle gegeben: Durch von Jahr zu Jahr fortschreitende Mittel müssen die Epochen der Schwankung verhältnismäßig unverkümmert in Erscheinung treten, während bei einzelnen von 5 zu 5 Jahren fortschreitenden Lustrenmitteln es leicht geschehen kann, daß das Minimum oder das Maximum verwischt werden.

Niederschlagsmengen in Prozenten des 50jährigen Mittels.

	Nicht ausgeglichen					Ausgeglichen					
	Weichsel-Oder-Gebiet	Elbe-Gebiet	Unteres Rhein-Gebiet	Oberes Rhein-Gebiet	Mittel	Zentrum des Zehnjahrmittels	Weichsel-Oder-Gebiet	Elbe-Gebiet	Unteres Rhein-Gebiet	Oberes Rhein-Gebiet	Mittel
1851	8	6	2	8	6						
1852	3	17	24	5	12						
1853	5	0	— 2	— 3	0						
1854	17	9	13	5	11						
1855	12	— 3	— 5	— 2	0	55/6	— 3	— 1	2	— 1	— 1
1856	— 3	— 8	10	12	3	56/7	— 3	— 2	1	— 3	— 2
1857	— 31	— 31	— 32	— 34	— 32	57/8	— 5	— 2	— 1	— 3	— 3
1858	— 19	— 13	— 20	— 21	— 18	58/9	— 7	— 3	— 1	— 3	— 4
1859	— 12	— 5	13	— 3	— 2	59/0	— 9	— 5	— 5	— 7	— 7
1860	— 8	15	17	20	11	60/1	— 12	— 7	— 6	— 9	— 9
1861	3	4	— 3	— 7	— 1	61/2	— 12	— 6	— 5	— 9	— 8
1862	— 15	8	3	7	1	62/3	— 6	— 1	0	— 4	— 3
1863	— 13	— 2	— 8	— 11	— 9	63/4	— 5	1	2	— 1	— 1
1864	— 8	— 16	— 25	— 28	— 19	64/5	— 4	1	1	— 1	— 1
1865	— 12	— 25	— 12	— 27	— 19	65/6	— 4	0	— 1	— 3	— 2
1866	— 2	9	21	16	11	66/7	— 5	— 1	— 1	— 4	— 3
1867	23	14	17	16	18	67/8	— 2	— 2	0	— 4	— 2
1868	— 9	4	— 4	4	— 1	68/9	— 2	— 3	— 1	— 4	— 3
1869	4	2	0	— 3	1	69/0	— 3	— 4	0	— 2	— 2
1870	— 7	1	— 2	2	— 2	70/1	— 2	— 2	3	2	0
1871	— 9	— 5	— 4	— 13	— 8	71/2	— 2	— 2	0	1	— 1
1872	9	— 4	13	3	5	72/3	— 4	— 2	1	0	— 1
1873	— 11	— 15	— 15	— 8	— 12	73/4	— 3	— 2	3	3	0
1874	— 21	— 21	— 15	— 12	— 17	74/5	— 2	— 1	4	4	1
1875	— 1	— 2	15	11	6	75/6	0	1	6	6	3
1876	— 2	8	— 1	5	3	76/7	0	2	6	6	3
1877	7	14	25	15	15	77/8	1	5	8	9	6
1878	1	2	14	26	11	78/9	2	5	9	9	7
1879	9	14	7	8	10	79/0	4	8	9	9	8
1880	14	22	17	20	18	80/1	5	8	7	9	7
1881	— 10	— 1	— 4	— 10	— 6	81/2	4	6	7	9	7
1882	18	26	34	36	28	82/3	3	3	4	6	4
1883	5	— 8	— 5	— 6	— 3	83/4	4	3	3	3	4
1884	0	4	— 12	— 12	— 5	84/5	4	3	2	3	3
1885	8	— 6	— 1	7	2	85/6	4	0	0	1	1
1886	— 13	— 7	— 1	4	— 4	86/7	6	1	1	2	2
1887	— 6	— 17	— 14	— 17	13	87/8	3	— 4	— 4	— 3	— 2
1888	16	8	13	4	9	88/9	3	— 3	— 5	— 4	— 2
1889	9	5	— 5	0	2	89/0	3	— 3	— 4	— 3	— 1
1890	10	— 3	— 2	0	1	90/1	3	— 2	— 4	— 3	— 2
1891	14	6	0	— 1	5	91/2	4	— 2	— 4	— 3	— 1
1892	— 13	— 18	— 14	— 7	— 13	92/3	5	0	— 4	— 1	0
1893	4	— 6	— 11	— 13	— 6	93/4	4	0	— 6	— 2	— 1
1894	5	13	0	— 3	4	94/5	4	0	— 6	— 2	— 1
1895	1	— 2	— 6	2	— 1	95/6	3	0	— 6	— 2	— 1
1896	— 3	— 1	— 4	10	0						
1897	5	3	— 8	— 4	— 1						
1898	8	2	— 10	— 4	— 1						
1899	11	3	— 6	— 3	1						
1900	— 1	4	— 4	5	1						

Halle a. S. Ed. Brückner.

Digitized by Google

Bergwitz über den Einfluß des Waldes auf die Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Der Physikalischen Zeitschrift, Oktoberheft 1906, entnehmen wir folgende Mitteilung von Karl Bergwitz. Im Juli d. J. hatte ich Gelegenheit, mittels des Elster-Geitelschen Zerstreuungsapparates in der Nähe von Clausthal im Harz vergleichende Beobachtungen der Elektrizitätszerstreuung am Rande und im Innern eines Fichtenwaldes (etwa 300 m vom Saume entfernt) vorzunehmen.

Der Waldrand bildete die obere Begrenzung einer weit ausgedehnten, gegen ihn ansteigenden Wiesenfläche; es mußte daher erwartet werden, daß wegen der Wirkung des Erdfeldes auf die Ionen der Luft der Zerstreuungskoeffizient für negative Ladungen ($a -$) dort größer als der für positive ($a +$) ausfiel, der Quotient $\frac{a -}{a +} = q$ infolgedessen die Einheit überstieg.

Es war nun von Interesse, zu untersuchen, ob dieses Verhalten auch innerhalb des Waldes bestehen bliebe, oder ob durch Adsorption von Ionen an den Zweigen und Nadeln der Bäume ein Ausgleich herbeigeführt würde.

Um hierüber entscheiden zu können, erlaube ich mir, die hierunter angegebenen Ergebnisse einiger Messungsreihen mitzuteilen.

an exponierter Stelle:		im Walde:		
9. Juli:	$a +$ 1.04	$a +$ 0.73		
	$a -$ 1.82	$a -$ 0.71		
	q 1.75	q 0.97	Der Wind wehte stark aus O und blies in den Wald hinein	
29. Juli:	$a +$ 0.85	$a +$ 0.54		
	$a -$ 1.02	$a -$ 0.54		
	q 1.20	q 1.00		
22. Juli:	$a +$ 1.25[1])			
	$a -$ 1.04			
	q 0.83	$a +$ 0.40		
	$a +$ 0.57	$a -$ 0.43		
	$a -$ 0.67	q 1.07		
	q 1.17			

an exponierter Stelle:		im Walde:		
23. Juli:	$a +$ 1.60	$a +$ 1.41		
	$a -$ 1.60	$a -$ 1.43	Es herrschte fast Windstille	
	q 1.00	q 1.00		
24. Juli:	$a +$ 1.17	$a +$ 1.25		
	$a -$ 1.24	$a -$ 1.25		
	q 1.06	q 1.00		
26. Juli:	$a +$ 1.03	$a +$ 1.36		
	$a -$ 1.41	$a -$ 1.36	Schwacher Wind, der allmählich einschlief.	
	q 1.37	q 1.00		
	$a +$ 0.80	$a +$ 1.06		
	$a -$ 1.09	$a -$ 1.04		
	q 1.36	q 0.98		

Im Mittel ist also:

an exponierter Stelle:	im Walde:
$a +$ 1.03	$a +$ 0.85
$a -$ 1.23	$a -$ 0.86
q 1.19	q 1.01

Wenn man die einzelnen Werte miteinander vergleicht, so erkennt man:

1. daß $q = \frac{a -}{a +}$ innerhalb des Waldes den Wert 1 erreicht, ein Unterschied in der Zerstreuung der negativen und positiven Ladungen also dort nicht mehr besteht, während, wie zu erwarten war, am Rande des Waldes negative Ladungen stärker als positive zerstreut werden;

2. daß die Beträge der Zerstreuungskoeffizienten unabhängig vom Vorzeichen der Ladung innerhalb des Waldes kleiner sind als am Saume, wenn der Wind gegen den Wald gerichtet ist. Die Werte liegen zum Teil abnorm tief. Es erklärt sich dies wohl daraus, daß die Luft beim Hindurchströmen durch den Wald nicht nur den Überschuß positiver Ionen abgab, sondern daß beide Ionenarten außerdem eine Verminderung ihrer Anzahl erfuhren.

Bei windstillem Wetter kehrt sich die Erscheinung, wenigstens für $a +$, um; die Luft des Waldes zeigte jetzt (wohl durch Ansammlung radioaktiver Bodenemanation) eher eine etwas größere Zerstreuung, als die der freien Wiese.

Regenfall zu Port Durban in Natal. Das Oktoberheft 1906 des Quarterly Journal R. Met. Soc. enthält die Ergebnisse 35jähriger Regenmessungen zu Durban an der Küste von Natal nach den einzelnen Monats- und Jahresmitteln. Wir haben daraus die wichtigsten Daten, in metrisches Maß verwandelt, in folgender Tabelle zusammengestellt; die Dezennienmittel sind erst berechnet worden. Von 1871 bis 1883 sind die Regenmessungen im botanischen Garten angestellt worden, von 1884 bis 1905 aber am Regierungsobservatorium.

[1]) Die stärkere Zerstreuung positiver Ladungen am 22. Juli ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß an diesem Tage während der Beobachtungszeit auf der erwähnten Wiese das dürre Heu unter merklicher Staubentwickelung umgewendet wurde.

Digitized by Google

Regenfall zu Durban, Natal, 1871 bis 1905.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittlerer Niederschlag (35 Jahre).													
1871/1905	117	114	126	87	43	32	28	44	83	109	136	122	1041
Monats- und Jahressumme.													
Größte	212	258	282	435	108	282	141	190	351	347	422	351	1810
Jahr	1889	1895	1895	1872	1887	1905	1875	1881	1893	1893	1875	1874	1893
Kleinste . . .	28	34	34	13	1	0	0	6	3	14	34	39	689
Jahr	1892	1899	1892	1884	1877	{1873 1886 1892}	1880	1899	1878	1886	1888	1889	1900
Zehnjährige Mittel.													
1871/1880	125	117	129	121	40	38*	43	38	70	93	185	141	1140
1881/1890	120	106	100	69	51	15*	21	56	72	112	100	89	911
1891/1900	104	120	130	73	47	19*	23	33	116	145	107	141	1058

Jahressummen.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1870	—	—	1639	1075	1398	1391	895	906	717	1129
1880	1210	942	879	1131	1132	876	807	809	959	750
1890	836	1155	975	1810	946	1308	1007	873	1079	730
1900	692*	1411	1046	906	883	1142	—	—	—	—

Regenmessungen in Kamerun[1]). Die Anstellung meteorologischer Beobachtungen in Kamerun hat mit der geographischen und wirtschaftlichen Erschließung des Landes nicht Schritt gehalten. Der infolge des Klimas gebotene rasche Wechsel des Personals auf den Regierungsstationen, häufige Abwesenheit der Stationsleiter von den Stationen infolge von Dienstgeschäften sind die Hauptgründe dafür, daß selbst so einfache und leicht anzustellende Beobachtungen, wie sie die Niederschlagsmessungen darstellen, in Kamerun bisher nur an wenigen Punkten und auch da nicht immer lückenlos und ganz zuverlässig ausgeführt worden sind. Neuerdings hat sich eine Reihe der am Kamerungebirge tätigen Interessenten, wie die westafrikanische Pflanzungsgesellschaft „Victoria" und die Esserschen Pflanzungsgesellschaften, entschlossen, dem von der Debundscha-Pflanzung seit einem Jahrzehnt gegebenen Beispiel zu folgen und an ihren Pflanzungen regelmäßige Regenmessungen vornehmen zu lassen. Das gleiche gilt von der am Kampo von Dr. Schulte im Hofe geleiteten Pflanzung Nassovia. Auch das Kais. Gouvernement beabsichtigt, derartige Messungen nunmehr an allen Regierungsstationen obligatorisch zu machen. Von welchem Erfolg diese im Interesse der so lange vernachlässigten klimatologischen Erforschung des Schutzgebietes warm zu begrüßenden Maßnahmen begleitet sein werden, bleibt abzuwarten, da die Schwierigkeiten, selbst solche einfache Messungen durchzuführen, infolge des häufigen Personalwechsels und der durch Krankheit und Abwesenheit der Beobachter bedingten, oft unvermeidlichen Lücken erheblich sind. Wenn nur die Beobachter sich zur festen Regel machen wollten, nach etwaigen kürzeren Unterbrechungen der Beobachtungen die bei Wiederaufnahme derselben im Regenmesser vorgefundenen Regenmengen nachträglich zu messen, würde es doch möglich sein, wenigstens zu einigermaßen zuverlässigen Monats- und Jahresmengen des Regenfalles zu gelangen. Im nachstehenden geben wir zunächst eine Zusammenstellung der in Duala durch die verschiedenen Regierungsärzte seit 1885 beobachteten Regenmengen, die leider vielfach lückenhaft und vielleicht auch nicht immer ganz zuverlässig festgestellt sind. Im fünfzehn- bis sechzehnjährigen Durchschnitt beträgt hiernach die Jahressumme des Regenfalles in Duala 3950 mm, der regenreichste Monat ist im Mittel der Juli mit 713 mm, der trockenste der Januar mit 30 mm. In Debundscha fallen im zehn- bis elfjährigen Durchschnitt 10 470 mm, der regenreichste Monat scheint dort der September mit 1656 mm und dann erst Juli mit 1637 mm zu sein, während der August einen Abfall auf 1466 mm erkennen läßt. Ob dieses Verhältnis durch weitere Messungen, deren Fortsetzung jedenfalls sehr erwünscht wäre, bestätigt werden wird, bleibt abzuwarten. Der trockenste Monat, der Januar, hat in Debundscha im Durchschnitt immer noch 203 mm Niederschlag, also so viel wie etwa ein Drittel der in Norddeutschland fallenden Jahresmenge. Nur einmal in zehn Jahren war der Januar ganz regenlos, während im nächsten Jahre dafür über 410 mm gemessen wurden.

[1]) Auszug aus den „Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten" 19, 2, 1906.

Digitized by Google

Die Lückenhaftigkeit des für das Jahr 1905 vorliegenden Materials der vielen neuen Regenmeßstationen am Kamerungebirge gestattet noch nicht, dasselbe hier näher zu besprechen. Nur so viel sei kurz hervorgehoben, daß die erhebliche Regenarmut der an den Südost- und Ostabhängen des Kamerungebirges gelegenen Stationen gegenüber den am West- und Südabhang befindlichen schon ganz deutlich hervortritt. Denn während hier — abgesehen von dem exzessiv regenreichen Debundscha mit fast 11 000 mm — immerhin 4500 bis 5000 mm gemessen wurden (Victoria, Ngeme, Neu-Buana), geht die Jahresmenge am Ostabhang, in Ekona, Bolifambe, auf knapp die Hälfte (2300 bis 2100 mm) zurück, um in dem schon nahe am Mongo gelegenen Meanja sogar auf etwa 1850 mm zu sinken. Daß derartige Unterschiede in den Jahresmengen der Niederschläge auf die Erträgnisse der betreffenden Pflanzungen und auch auf die Art ihres Betriebes von erheblichem Einfluß sein müssen, ist selbstverständlich.

Die sämtlichen Stationen im Süden des Schutzgebietes, Kribi, Groß-Batanga, Nassovia am Kampo und Ebolowa, lassen eine mehr oder weniger ausgesprochene Trockenzeit um die Jahresmitte erkennen. Die bevorstehende Vermehrung der regenmessenden Stationen wird hoffentlich bald dazu führen, einen Einblick zu erhalten, unter welchem Breitengrad an der Küste und wie sich der Übergang von dem noch in Duala herrschenden Regime mit dem Regenmaximum im Juli zu diesem Gebiet mit Trockenzeit im Juli und August vollzieht.

Ergebnisse der Regenmessungen der Regierungsärzte in Duala, Kamerun, in den Jahren 1885 bis 1905.

Regenmenge in mm.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittel . . .	30	80	196	226	330	545	713	702	487	422	149	73	3953
Jahre . . .	15	15	15	15	15	16	16	16	15	16	16	16	—

Zusammenstellung der Ergebnisse der Regenmessungen in Debundscha in den Jahren 1894 bis 1905.

Regenmenge in mm.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1894 . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	403	—
1895 . .	353	394	229	602	475	1536	1081	906	1880	816	611	85	8968
1896 . .	128	84	341	379	903	1644	1650	996	1570	1012	721	352	9780
1897 . .	291	371	499	217	1112	1391	1192	1152	1237	1346	447	214	9469
1898 . .	131	124	245	360	444	1633	1068	1877	1751	951	900	147	9631
1899 . .	173	98	300	233	501	671	1171	1498	1202	908	263	340	7358
1900 . .	181	265	455	568	798	996	(1637)	(1466)	1325	737	520	264	9212
1901 . .	—	435	252	332	496	928	2940	1786	1990	1288	1251	1102	(12800)
1902 . .	0	645	909	1047	395	2703	1788	2353	1853	1102	745	593	14133
1903 . .	411	53	461	412	568	1843	2030	1146	1430	1102	762	651	10869
1904 . .	310	255	663	329	595	1761	1592	1638	1935	1895	600	236	11809
1905 . .	55	326	430	347	641	1581	1853	1312	2049	1483	614	218	10909
Mittel .	203	277	435	439	630	1517	1637	1466	1656	1149	676	384	10469
Jahre .	10	11	11	11	11	11	10	10	11	11	11	12	(11)

1905, Regenmenge 6^p bis 6^a 4567, 6^a bis 6^p 2398. Max. pro Tag 231. 1906, Regenmenge Nacht 6497, Tag 4413, Max. pro Tag 251 mm. Pflanzung Nassovia 1905 Regenfall bei Nacht 1900, bei Tag 637, Max. pro Tag 88 mm.

Regenfall in Kamerun. Übersicht der Stationen und Regenfall im Sept. 1905.

	Monatssumme in mm
Debundscha, W-Abhang des Kamerungebirges	2049
Ngeme, SW-Abhang des Kamerungebirges	614
Vorwerk Victoria, SW-Abhang des Kamerungebirges	439
Neu-Buana, SW-Abhang des Kamerungebirges	531
Buëa	239
Sopo	430
Bolifambe, SE-Abhang	314
Ekona, E-Abhang	422
Keomannshöhe bei Ekona, E-Abhang	326
Meanja	265
Duala, Doktorhaus	557
Duala, Hafenamt	559
Jabassi	453
Kribi	911
Groß-Batanga	837
Pflanzung Nassovia an der Kampo-Schnelle	401

Digitized by Google

Militärstation Ebolowa.

1904/05	Lufttemperatur Mittleres Max.	Mittleres Min.	Mittleres Diff.	Absolutes Max.	Absolutes Min.	Absolutes Diff.	Regenmenge in mm	Regenmenge Max. in 24 St.	Regentage
April	27.2°	20.1°	7.1°	31.0°	18.0°	13.0°	204.0	55.0	18
Mai	27.0	20.3	6.7	29.0	18.5	10.5	205.5	50.0	18
Juni	27.5	20.4	7.1	28.5	19.0	9.5	149.0	30.0	15
Juli	25.7	19.3	6.4	28.0	18.0	10.0	62.5	28.5	5
August	26.2	19.3	6.9	28.0	18.5	9.5	57.4	13.5	10
September	27.8	19.4	8.4	30.0	18.0	12.0	229.3	60.0	27
Oktober	27.4	18.5	8.9	29.2	17.3	11.9	331.8	31.0	29
November	28.2	19.1	9.1	32.0	17.1	14.9	181.2	29.0	13
Dezember	29.0	20.2	8.8	31.0	17.8	13.2	76.4	21.0	11
Januar	29.7	19.2	10.5	31.5	18.5	13.0	37.0	14.0	5
Februar	28.9	19.6	9.3	29.5	18.2	11.3	10.2	9.0	3
März	27.3	20.4	6.9	31.0	18.0	13.0	173.5	32.5	14
Jahr	27.7	19.7	8.0	32.0	17.1	14.9	1717.8	60.0	168

Meteorologische Beobachtungen in Montevideo und in Uruguay. Seit 1901 besteht in Montevideo das Observatorio Nacional Fisico-climatologico unter der Direktion von Louis Morandi. Das Monatsboletin dieses Observatoriums erster Ordnung, welches gegenwärtig beim 5. Jahrgange angelangt ist, veröffentlicht die Beobachtungsergebnisse in musterhafter Form. Es enthält in extenso die Stundenwerte der Temperatur, die täglichen Beobachtungen der Bodentemperatur (7, 2, 9, Mittel, Maximum, Minimum in 0.02 und 0.30 m, dann in 0.6, 0.9, 1.2, 1.5, 5.0 und 10 m), die Stundenwerte des Luftdruckes, der relativen Feuchtigkeit, der Windrichtung und Stärke, die der Bewölkung um 7, 2, 9, Regen, Verdunstung, dann die Ergebnisse der Regenmessungen an rund 50 Stationen.

Wir wollen später auf diese wertvolle Publikation noch zurückkommen, wenn der 5. Jahrgang derselben komplett vorliegt. Einstweilen entnehmen wir einer älteren Publikation von Louis Morandi, Contribution al Estudio de la Climatología particular de Montevideo y general de Uruguay (Montevideo 1904) einige Angaben über die älteren Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen zu Montevideo und in Uruguay überhaupt. Man findet in der folgenden Tabelle dieselben im Auszuge zusammengestellt:

Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Uruguay.

	Montevideo 34°52′ S. 56°12′ W. 29 m.							Rocha 34°30′ S 54°17′ W 32 m	Villa Colon 34°48′ S. 56°14′ W. 59 m. 1883/92			Nueva Palmira 33°52′ S. 59°16′ W. 5.5 m. 1877/80		Mercedes 33°15′ S 57°51′ W
	Martin de Moussy	Louis Morandi	Tägl. Amplitude	Bodentemp. 0.3	Bodentemp. 1.5 m	Relat. Feuchtigkeit	Bewölkung							
Temp.	1843/52	1901/03				Proz.		1887/88	Temp.	Regen	Tage	Temp.	Regen	1875/84
Januar	22.8	22.1	11.4	23.7	21.2	65	4.1	22.3	22.8	82	7.8	23.0	75	24.5
Februar	22.3	22.8	11.4	24.4	22.1	69	4.7	21.0	22.3	56	7.7	23.5	52	24.1
März	20.4	21.4	11.8	22.5	22.2	70	4.4	19.8	20.6	117	8.5	21.8	58	22.7
April	17.8	17.2	9.6	19.1	21.2	77	5.5	16.1	16.3	87	7.8	17.5	57	17.7
Mai	14.2	14.9	8.9	15.8	18.8	82	6.3	11.4	12.9	79	8.1	13.0	51	13.4
Juni	11.7	13.2	8.0	14.1	17.2	83	6.8	10.7	10.3	71	9.6	10.9	48	10.6
Juli	11.0	10.3	9.0	12.0	15.8	79	5.7	11.4	10.3	88	9.4	11.2	53	10.4
August	10.9	9.7	9.6	11.2	14.3	76	4.9	12.6	10.7	80	9.3	12.2	59	12.3
Septbr.	13.5	14.0	10.3	14.4	14.7	75	5.3	11.9	12.5	74	8.8	13.9	29	14.0
Oktober	16.2	15.3	10.5	16.4	15.8	71	5.0	15.1	14.8	85	9.4	16.5	83	16.8
Novbr.	18.6	18.7	10.6	19.9	17.7	69	5.1	17.2	18.5	69	8.1	19.6	80	20.6
Dezbr.	21.3	21.1	10.9	22.6	19.8	68	4.7	20.6	21.2	72	8.3	21.4	86	22.4
Jahr	16.8	16.7	10.2	18.0	18.4	74	5.2	15.8.	16.1	960	102.8	17.0	730	17.5
Absolute Extreme:														
Maxim.	41.0	38.4	—	28.2	23.0	—	—	37.8	40.4	—	—	36.9	—	38.0
Minim.	0.0	— 3.5	—	9.0	13.6	—	—	— 2.6	— 4.0	—	—	— 1.3	—	0.0

Montevideo, Bodentemperaturen: Mittlere Temperatur in 0.3 m 18.0, in 0.60 18.4, 0.90 18.4, 1.20 18.4, 1.50 18.4. Die Bodentemperatur ist demnach um 1.7° höher als die Lufttemperatur.

Rocha: Regenmenge 1116 mm an 111.5 Tagen, 26.5 Gewittertage.

Von Montevideo liegen jetzt vier Reihen von Beobachtungsergebnissen vor, von Martin de Moussy 1843/53, die der Sociedad Ciencias y Artes 1881/86, der Sociedad Meteorologica Uruguaya 1890/93, und des Observatorio Municipal (jetzt Nacional) 1901/03 (jetzt bis 1905). Die Temperaturmittel aus diesen vier Reihen stimmen gut überein: 16.8, 16.6, 16.2, 16.7; die Jahrestemperatur von Montevideo ist demnach schon recht gut bekannt. Unsere Quelle teilt nur für die erste und letzte Reihe auch die Monatsmittel mit. Villa Colon liegt

Digitized by Google

11 bis 12 Kilometer von Montevideo und hat etwas abweichende meteorologische Verhältnisse, namentlich der Seewind und sein Einfluß macht sich in Villa Colon weniger bemerkbar. Die Extreme der Temperatur waren 41.0 am 17. Januar 1847, 40.4 am 3. Februar 1900 zu Villa Colon und 38.4 im März 1901. Die Minima waren 0.0, — 4.0 Juli 1890, Villa Colon, — 3.5 August 1902 am neuen Observatorium. Die großen Temperaturdepressionen kommen in Montevideo beim Eintritt des SW (Pampero), bei Regen und Gewitter vor. Am 20. Januar fiel die Temperatur auf diese Weise um 10.7° in 5 Stunden 20 Minuten. Von den Ergebnissen der Regenmessungen zu Montevideo wird folgendes mitgeteilt:

		Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
de Moussy	1843/53	219	344	252	292	1107
Soc. Ciencias	1881/86	264	278	224	231	997
Ob. Municipal	1901/03	192	285	213	188	878
Mittel[1])	(19 Jahre)	230	312	236	254	1032

Größte Regenmenge pro Tag 96.9 in 10.3 Stunden. Am 26. September 1903 fielen 11.8 mm in 6 Minuten. In Villa Colon fielen am 5. Mai 1889 in 38 Minuten 56.7 mm.

Eine Tabelle enthält die Regenmengen von 42 Stationen (Jahres- und Jahreszeitenmittel), Distrikt Alto y Media Uruguay 13, Rio Negro 14, Lago Meria 2, del Plata 13 Stationen. Die Jahressummen schwanken nur zwischen 984 mm und 1478. Ein Kärtchen zeigt durch verschiedene Schattierung die Verteilung der jährlichen Regenmengen über Uruguay. Auf die Winde und andere meteorologische Daten wollen wir hier nicht näher eingehen.

J. Hann.

Felix M. Exner: Bemerkungen über die Zusammensetzung einer geradlinigen Luftströmung mit der Luftbewegung eines Wirbelsturmes.

Über diesen Gegenstand hat Nils Ekholm in seiner Abhandlung: „Die Luftdruckschwankungen und deren Beziehung zu der Temperatur der oberen Luftschichten[2])“ kürzlich einige Bemerkungen gemacht, die mich veranlassen, einige kurze ältere Überlegungen hier mitzuteilen.

Denken wir uns zunächst in ruhender Luft einen Wirbelsturm mit kreisförmigen konzentrischen Isobaren und vertikaler Achse eingelagert. Wir wollen die Luftreibung vernachlässigen und annehmen, daß im ganzen Gebiete des Wirbels eine konstante Winkelgeschwindigkeit $\vartheta^\cdot$ herrsche. Radiale Bewegung sei nicht vorhanden. Aus den hydrodynamischen Bewegungsgleichungen für Luft unter dem Einfluß der Erdrotation ergibt sich dann leicht, daß die Isobaren — wie schon gesagt — konzentrische Kreise sind, und daß der Druck (bei konstanter Temperatur) in ganz bestimmter Weise von der Entfernung r vom Wirbelzentrum abhängt[3]).

Es sei die positive X-Achse nach E, die Y-Achse nach S gerichtet; dann wird bei einer derartigen Zyklone die X-Komponente der Geschwindigkeit $\dot{x} = r\vartheta^\cdot \sin\vartheta$, die Y-Komponente derselben $\dot{y} = -r\vartheta^\cdot \cos\vartheta$, wenn auch ϑ in der Richtung des Uhrzeigers positiv gezählt wird. Die totale Geschwindigkeit wird in der Entfernung r tangential zum Radiusvector $r\vartheta^\cdot$ betragen.

Wir denken uns nun den Wirbel in eine geradlinige, nach der positiven X-Achse gerichtete Luftströmung von der Geschwindigkeit u versetzt. Die Komponenten der Geschwindigkeit eines Wirbelteilchens werden dann $\dot{x} = u + r\vartheta^\cdot \sin\vartheta$ und $\dot{y} = -r\vartheta^\cdot \cos\vartheta$, die totale Geschwindigkeit hängt also jetzt vom Winkel ϑ ab.

Wir wollen nun den Anfangspunkt des Koordinatensystems in der Richtung der negativen Y-Achse um die Strecke a verschieben; die neuen Polarkoordinaten seien r' und ϑ'. Dann wird, wie man sich leicht überzeugt, $\dot{x}' = u + \vartheta^\cdot(a + r'\sin\vartheta')$ und $\dot{y}' = -\vartheta^\cdot r'\cos\vartheta'$. Setzt man nun $a = -\frac{u}{\vartheta^\cdot}$, so wird $\dot{x}' = \vartheta^\cdot r'\sin\vartheta'$, d. h. die Geschwindigkeit, bezogen auf

---

[1]) Mit Rücksicht auf die ungleiche Zahl der Jahre.

[2]) Hannband der meteor. Zeitschr. 1906, S. 228.

[3]) Die Formel hierfür ist $p = p_0 e^{\frac{-r^2\vartheta^\cdot(\lambda-\vartheta^\cdot)}{RT}}$, wo p den Druck in der Entfernung r, p_0 den Druck im Zentrum, R die Gaskonstante, T die absolute Temperatur, e die Basis der natürlichen Logarithmen bedeuten; $\lambda = 2\omega\sin\varphi$ stellt den Einfluß der Erdrotation dar, indem ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde, φ die geographische Breite ist. $\vartheta^\cdot$ wird im Sinne des Uhrzeigers positiv gezählt; der Druck nimmt also bei Zyklonen nach außen stärker zu, als er bei Antizyklonen in dieser Richtung abnimmt.

Digitized by Google

das neue Koordinatensystem, hat jetzt für den bewegten Wirbel dieselbe Form wie früher für den ruhenden, sie ist wieder zirkular, mit dem Unterschiede, daß jetzt das Zentrum desselben um die Strecke $\frac{u}{\vartheta}$ nach der negativen Y-Achse verschoben ist. Die totale Geschwindigkeit beträgt jetzt $\vartheta' r'$.

Ein zirkularer Wirbel von den oben genannten Eigenschaften, der sich mit einem Luftstrom von der Geschwindigkeit u von W nach E bewegt, wird daher für die Beobachtung an der Erdoberfläche ein anderes Zentrum (weiter nördlich) haben, als z. B. für die Beobachtung im Ballon. Würde der Luftstrom plötzlich aufhören, so würde das Wirbelzentrum um die Strecke $\frac{u}{\vartheta}$ nach S rücken, umgekehrt würde dasselbe bei plötzlich entstehendem Luftstrom um diese Strecke nach N versetzt. Im allgemeinen aber wird der Mittelpunkt der Isobarenkreise bei entstehendem Luftstrom nach links von der Richtung des letzteren abgelenkt, bei aufhörendem nach rechts.

Zur Orientierung über die Größe der Zentrumsverschiebung $\frac{u}{\vartheta}$ sei folgendes Beispiel angenommen: Radius $r' = 100$ km, Geschwindigkeit daselbst 20 m/sec. Fortpflanzungsgeschwindigkeit $u = 30$ km/St $= 8.3$ m/sec. Dies ergibt $a = 42$ km.

Die angenommenen Voraussetzungen treffen natürlich in Wirklichkeit nicht zu; insbesondere ist die Annahme einer konstanten Winkelgeschwindigkeit eine sehr willkürliche. Am ehesten könnten die geschilderten Verhältnisse vielleicht in Flüssigkeitswirbeln vorkommen.

Tatsächlich muß die Winkelgeschwindigkeit in den atmosphärischen Wirbeln — soweit solche überhaupt vorhanden sind — nach außen zu abnehmen; sonst würde sich ja die Windgeschwindigkeit nach außen ins Ungemessene steigern.

Denken wir uns nun einen Wirbel in einzelne Ringe geteilt, deren jeder eine konstante Winkelgeschwindigkeit hat, doch derart, daß die letztere für die äußeren Ringe immer kleiner wird, so läßt sich, sofern die Breite der Ringe größer gewählt wird als die zugehörige Verschiebung a, unsere obige Überlegung auch auf die einzelnen Ringe anwenden, d. h. das Zentrum eines inneren Ringes wird eine bestimmte Verschiebung a aufweisen, die gegeben ist durch $\frac{u}{\vartheta}$. Der nächste äußere Ring hat ein kleineres ϑ, während u natürlich für alle Ringe das gleiche ist; folglich wird das Zentrum des zweiten Ringes stärker verschoben werden; das des dritten wird sich bei abnehmendem ϑ noch weiter vom ursprünglichen Mittelpunkte des Wirbels entfernen usw. Trägt man sich nun die kreisförmigen Isobaren dieser einzelnen Ringe mit ihren verschiedenen Zentren auf, so ersieht man ohne weiteres, daß, wenn z. B. u Westströmung bedeutet, die Isobaren im S am dichtesten zusammenrücken, im N am weitesten voneinander abstehen werden. Läßt man die Voraussetzung der Ringe mit bestimmten ϑ fallen und nimmt hierfür eine kontinuierliche Abnahme der Winkelgeschwindigkeit nach außen zu an, so wird die Tendenz zum Zusammenrücken der Isobaren auf der rechten Seite der allgemeinen Strömung vorhanden bleiben, doch werden die Isobaren dann keine Kreise mehr sein, sondern andere Gestalt annehmen, was ich in der Rechnung nicht weiter verfolgt habe. Hierbei wären die Voraussetzungen von oben teilweise fallen zu lassen.

Auf diese Weise nähert sich unser schematischer Wirbel den beobachteten Depressionen, die ja im allgemeinen auf der rechten Seite ihrer Bahn die schroffsten Gradienten und stärksten Winde, auf der linken aber die schwächsten zeigen.

In Sprungs Lehrbuch der Meteorologie (S. 244 ff.) ist die Zusammensetzung einer Wirbelbewegung und einer geradlinigen fortschreitenden Strömung gegeben und deren Resultat, insbesondere das Einströmen an der Rückseite, das Ausströmen an der Vorderseite des Wirbels als Widerspruch gegen die Erfahrung gedeutet; hieraus ist die Unhaltbarkeit der Ansicht abgeleitet, es komme die Ortsveränderung eines Wirbels daher, daß derselbe seine eigene rotierende, außerdem aber eine fortschreitende Bewegung habe, indem er etwa einen Teil eines großen Luftstromes bilde.

Aus den obigen Bemerkungen geht hervor, daß diese Schlußweise unrichtig ist; denn es kann die Form und Lage der Isobaren nach Hinzukommen neuer Bewegung nicht die

Digitized by Google

alte bleiben, da der Druck ebenso eine Funktion der Bewegung in einem Wirbel ist, wie diese eine solche des Druckes. Dadurch, daß, wie gezeigt, das Zentrum des Wirbels nach N rückt, wird die nach Sprungs Konstruktion an der Vorderseite ausströmende, an der Rückseite einströmende Bewegung wieder zu einer wesentlich tangentialen, wenigstens bei Voraussetzung eines Ablenkungswinkels von 90°. Doch soll hiermit durchaus nicht gesagt sein, daß die Zyklonen und Depressionen ihre fortschreitende Bewegung nur großen Luftströmungen verdanken, in welchen sie eingebettet sind.

Inwieweit die hier vorgebrachten Bemerkungen eine Anwendung auf die Wirklichkeit gestatten, wage ich nicht zu beurteilen. Doch möge noch darauf hingedeutet sein, daß bei Verzögerung eines Luftstromes, in welchem eine Zyklone schwimmt, das Zentrum derselben nach obiger Rechnung auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt werden müßte, was mit allen Umbiegungen der Zyklonenbahnen an Küsten, wie die Beobachtung lehrt, in guter Übereinstimmung steht.

Wolkenhöhenmessungen mit Scheinwerfern (S. 497 dieses Jahrganges). Als Ergänzung zu der gleich eingangs gegebenen Anmerkung wäre noch zu erwähnen, daß Herr Prof. Kassner in den „Annalen für Hydrographie“ 25, 65 bis 68 (1897) Anregung zur Bestimmung von Wolkenhöhen mit Hilfe von Scheinwerfern gibt und für verschiedene Voraussetzungen, auch für den speziellen Fall der vollkommenen Vertikalität der Lichtgarbe, die zweckdienlichen Formeln ableitet. Dr. J. Rheden.

Das Feuerschiff in der Bay Chaleur, Neu-Braunschweig. Herr Prof. R. De C. Ward teilt in Science (Oct. 19, 1906) im Auszuge aus den Notes on the Natural History and Physiography of New Brunswick (Bull. XXIV, Vol. V, 1905) von Prof. W. F. Gonong „on the Fact Basis of the fire (or Phantom) Ship of Bay Chaleur“ folgendes Resultat der Untersuchung über diese rätselhafte Erscheinung mit.

„Ein wirkliches (physikalisches) Licht wird häufig über den Wassern der Bay Chaleur und ihrer Umgebung gesehen. Es zeigt sich zu allen Jahreszeiten oder mindestens im Sommer und Winter. Es geht gewöhnlich einem Sturme voraus. Das Licht hat gewöhnlich eine beiläufig hemisphärische Form mit der flachen Seite dem Wasser zugekehrt. Zu manchen Zeiten glimmt es ohne größere Änderung seiner Form, zu anderen Zeiten erhebt es sich zu leuchtenden Säulen und hat ein Aussehen wie ein brennendes Schiff, die vibrierenden und tanzenden Bewegungen verstärken die Illusion.“

Die Erscheinung ist zweifellos eine Manifestation eines Elmsfeuers, aber mit solcher Häufigkeit an einer bestimmten Lokalität und so starker Entwickelung scheint sie an keinem anderen Orte bisher beobachtet worden zu sein. Lichterscheinungen von unbekanntem Ursprung werden seit 200 Jahren als gewöhnlich berichtet von der Welsh Coast, und auch Elmsfeuer von Anticosti werden erwähnt. Das von Prof. Gonong beschriebene Phänomen ist sehr interessant und verdient wohl eine sorgfältigere Untersuchung.

Über die vertikale Temperaturabnahme in der Sonnenatmosphäre. Herr Schwarzschild benutzt die Erscheinung der Lichtabnahme von der Mitte zum Rande der Sonne[1]) zur Entscheidung der Frage, ob in den oberen Schichten des Sonnenballes, in der Sonnenatmosphäre, „adiabatisches“ oder „Strahlungsgleichgewicht“ überwiege, ob also durchmischende Bewegungen oder aber ausschließlich nur Strahlung die Energie aus der Tiefe von Schicht zu Schicht übertrage. Die theoretischen Betrachtungen liefern verschiedene interessante Folgerungen. So findet Herr Schwarzschild bei Annahme „isothermen“ Gleichgewichtes, gleicher Temperatur bei verschiedenem Druck usw., daß sich für ein Gas vom Molekulargewicht der Luft bzw. des Wasserstoffs Druck und Dichte auf 14.7 bzw. 212 km Tiefenzunahme verzehnfachen würden. Das entspricht, von der Erde gesehen, Winkeln von 0.02″ bzw. 0.29″. Eine so rasche Zunahme der Dichte auf so geringe Strecken würde sehr wohl die scharfe Begrenzung der Sonnenscheibe erklären. Bei adiabatischem Gleichgewicht würde sich auf der Sonne der Temperaturgradient für Luft zu 1° auf 3.63 m, für Wasserstoff zu 1° auf 52 m ergeben. Um also zu der Temperatur 6000° zu kommen (der sog. effektiven Oberflächentemperatur), brauchte man von der Atmo-

[1]) K. Schwarzschild: Über das Gleichgewicht der Sonnenatmosphäre. Nachrichten d. K. Gesellsch. d. Wissenschaften in Göttingen, math.-physik. Klasse, 1906, Heft I.

Digitized by Google

sphärengrenze, wo Druck, Dichte und Temperatur = 0 sind, nur 22 km hinab zu steigen, wenn es sich um Luft, und 300 km, wenn es sich um Wasserstoff handelte. Das Strahlungsgleichgewicht würde eine unendlich weite Erstreckung der Sonnenatmosphäre bei konstanter (relativ hoher) Temperatur in großer Höhe und allerdings verschwindender Dichte ergeben. Es wäre stabil für eine Atmosphäre aus ein-, zwei- und dreiatomigen Gasen, instabil für tiefere, heißere Schichten und für mehratomige Gase. Für die Abnahme der Strahlung von der Mitte zum Rande der Sonnenscheibe führt diese Annahme über die Zustände im Sonnenball zu anderen Resultaten als die Annahme des adiabatischen Gleichgewichtes. Die von Herrn Schwarzschild unter diesen beiden Hypothesen berechneten Verhältniszahlen sind in folgender Tabelle unter Str. und Ad. aufgeführt unter Beifügung der von ihm zitierten Beobachtungsdaten (M.) aus G. Müllers „Photometrie der Gestirne", sowie der oben erwähnten Juliusschen Resultate (Jul.); d ist wieder der Abstand der betreffenden Zone von der Sonnenmitte:

d	Str.	Ad.	M.	Jul.
0.0	1.00	1.00	1.00	1.000
0.2	0.99	0.98	0.99	0.986
0.4	0.95	0.92	0.97	0.940
0.6	0.87	0.80	0.92	0.855
0.8	0.73	0.60	0.81	0.701
0.9	0.63	0.44	0.70	0.550
0.95	0.54	0.31	0.61	0.440
1.0	0.33	0.00	(0.40)	(0.240)

„Man sieht, daß das Strahlungsgleichgewicht die Helligkeitsverteilung auf der Sonnenscheibe so gut darstellt, als bei den vereinfachten Voraussetzungen, unter denen hier gerechnet worden ist, erwartet werden kann, daß das adiabatische Gleichgewicht hingegen ein ganz anderes Aussehen der Sonnenscheibe zur Folge hätte. Damit hat die Einführung des Strahlungsgleichgewichtes eine gewisse empirische Rechtfertigung gefunden."

Nicht berücksichtigt hat Herr Schwarzschild in dieser vorläufigen Untersuchung die von A. Schuster angenommene Zerstreuung des Lichtes an den Atmosphärenteilchen, Refraktion und Absorption, die Abnahme der Schwere mit der Höhe und die kugelförmige Ausbreitung der Strahlung. Er will daher seine Betrachtung nicht als abschließend oder zwingend angesehen wissen. Die Schlußergebnisse sind aber interessant genug, um zu einer weiteren Ausarbeitung des neuen Prinzips anzuregen[1]).

Meteorologische Beobachtungen auf Kuba. Seit einiger Zeit erscheint das Boletin Oficial de la Secretaria de Agricultura, Industria y Comercio, Vol. I, 1906, welches, was man aus dem Titel nicht erwarten möchte, sehr detaillierte Mitteilungen und in ganz zweckmäßiger Form über die Beobachtungsergebnisse des meteorologischen Netzes auf der Insel Kuba enthält. Es werden nicht bloß die täglichen Beobachtungen des Observatoriums erster Ordnung zu Habana mitgeteilt und die zweistündigen Monatsmittel der Temperatur, des Luftdruckes, der absoluten und relativen Feuchtigkeit, sowie der Windrichtung und Stärke (diese letzteren auch für jeden Monatstag), sondern auch die täglichen Regenmengen an 32 Orten in Kuba (in Millimeter und englischen Zoll). Zwei Kärtchen zeigen den Verlauf der Monatsisothermen und der Regenverteilung nach vier Stufen, 0 bis 10 cm, 10 bis 15 cm, 15 bis 20, über 20 cm (pro Monat).

Hoffentlich hat diese nützliche Publikation durch die politischen Unruhen der letzten Zeit nicht oder nur zeitweilig eine Unterbrechung erlitten. J. H.

Besonders intensives Morgenrot. Anläßlich des Journaldienstes an der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, am 19. November 1906, hatte ich Gelegenheit, ein herrliches Morgenphänomen zu beobachten.

Schon einige Minuten vor 6^a war der Osthimmel, besonders in seinem südlichen Teile, in der Nähe des Horizontes dunkel braunrot gefärbt.

6^a teilte sich diese Färbung, die an Intensität allmählich zunahm, auch den dort in der Richtung N—S lagernden St-Cu mit und zwar vorerst nur den unteren, draperienartig gefalteten und gebogenen Rändern.

[1]) Nach einem Referat von A. Berberich in der Naturwissenschaftl. Rundschau vom 1. November 1906.

Digitized by Google

Nach 6ª nahm die Intensität der Färbung rasch zu, nicht nur die Wolkenränder, sondern die St-cu selbst bis zum Zenit und darüber hinaus färbten sich immer intensiver purpurkarmin.

6ª 25 war der Himmelsanblick geradezu überwältigend schön. Während der Horizont selbst noch immer in tiefstem Purpur glühte, erstrahlten die Wolken und Wolkenbänder in herrlichstem Feuer; nun erglühten aber auch die Cu in W, doch bei weitem nicht so intensiv und mehr ins Bräunliche übergehend.

6ª 30 stand der ganze Himmel im Feuer, diese Farbe reflektierte sich auf den Erdboden, die ganze Atmosphäre war gleichsam selbstleuchtend, schien zu glühen, alles war vom herrlichsten Karmin überflutet, als würde ein rotes bengalisches Feuer abgebrannt. Die Häuser, die Bäume, kurz sämtliche Objekte erstrahlten karminrot. Es ist mir nicht möglich, die einzelnen Farbenuancen und Tinten mit Worten hier wiederzugeben, da die begeistertste Schilderung weit hinter der Wirklichkeit bleiben würde.

6ª 35 nahm die Farbenintensität etwas ab, um 6ª 40 neuerlich intensiv zu werden.

7ª nahm die Intensität neuerlich ab, es mischten sich mehr gelbe Farbentöne ins Karmin der Wolken, in S sah man durch Spalten meergrünen Himmelsgrund.

Die Sonne selbst war während des ganzen Phänomens nicht sichtbar und immer hinter den St-Cu versteckt.

Die Durchsichtigkeit der Luftschichten war bis 7ª eine geradezu vorzügliche, später kam Rauch und Staub hinzu, die fernen Objekte erschienen nahegerückt, und der Thebener Kogel in etwa 60 km Entfernung erschien gegen den blutroten Hintergrund scharf abgegrenzt. Eine Cu verbarg den Schneeberg, der sonst gut sichtbar gewesen wäre.

7ª hatten wir einen Barometerstand von 731,8 mm fallender Tendenz, 11,0° C Wärme und 72 Proz. Feuchtigkeit.

Der Wolkenzug war während des ganzen Phänomens W, die St-Cu schoben sich in E und SE zusammen, falteten sich bandartig und draperienartig und gaben so das Material zu dieser herrlichen Farbenerscheinung ab.

Seit 4ª 15 frischte der laue W bis SW auf, es erfolgten einige fast stürmische Stöße, hernach flaute er wieder ab. Noch um 8ª 35 war die gelbe Farbe in den in E lagernden St und St-Cu vorherrschend.

Es war ausgesprochen föhniges Wetter, sämtliche Registrierapparate zeigten in den Kurven starke Sprünge. Eugen Janežič.

Temperatur von Maracaibo, Venezuela. Herr M. Buysman in Middelburg teilt uns folgendes mit (17. August 1906):

Soeben erhalte ich folgende meteorologische Data aus Maracaibo, Venezuela; vielleicht können Sie dieselben verwenden. Es soll offizielles, in der Zeitung „El Avisador" publiziertes Material sein.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittel . .	28.2	29.0	28.8	31.5	30.6	31.5	31.4	31.8	31.2	30.1	29.8	29.7	30.4
Max. . .	31.3	31.8	32.2	34.1	33.4	34.4	34.3	34.6	34.2	33.8	32.9	31.7	34.6
Min. . . .	25.6	24.9	26.3	28.2	27.2	27.8	28.0	28.1	27.7	27.4	25.6	25.6	24.9

Maximum im April, Mai, August, September, Dezember 4 P. Regen sehr spärlich, überhaupt ein Wüstenklima.

Die Mitteltemperatur des Jahres scheint noch etwas höher als in Massaua; die Mittel des Winters sind bedeutend höher. Minima sind wohl beispiellos hoch [1]).

Hagelfall im Golf von Mexiko. Im Quarterly Journ. R. Met. Soc., July 1906, findet sich ein Bericht des zweiten Offiziers des Schiffes „Jamaika" über einen schweren Hagelfall am 18. März 1906, im Golf von Mexiko, unter 28° 48′ SBr., 93° 47′ W v. Gr. Bald nach Mitternacht hörte man nach vorangehenden Blitzen den lauten zischenden Lärm der ins Wasser fallenden Hagelsteine, die sich dann auch über dem Schiffe einstellten; sie

[1]) Maracaibo galt schon früher als einer der heißesten Orte der Erde. Es sind aber bisher keine voll beglaubigten Temperaturmittel für diesen Ort bekannt geworden. Auch die obigen Angaben sind natürlich sehr fraglicher Natur. Es wäre sehr zu wünschen, näheres darüber zu erfahren. D. Red.

Digitized by Google

hatten die Größe von Walnüssen, einzelne bis zu jener einer Orange. Unter den später gesammelten fanden sich Hagelkörner von 63 mm Durchmesser. Zwei Mann wurden vom Hagel wund geschlagen. Nach dem Hagel gab es heftigen Regen, der 4 Stunden dauerte, dann klarte das Wetter wieder auf.

Literaturbericht.

von Bezold, Wilhelm: Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus. In Gemeinschaft mit A. Coym herausgegeben. Mit 66 Abbildungen im Text und 3 Tafeln. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn 1906. 8°. VIII u. 448 S. Preis 14 M., geb. 16 M.

Herr von Bezold hat mit dieser Sammlung seiner Abhandlungen die Physiker und namentlich die Meteorologen zu vielem Danke verpflichtet und der heranwachsenden neuen Generation von Meteorologen einen großen Dienst erwiesen. Die hier im Wiederabdruck zu einem stattlichen Bande vereinigten Abhandlungen sind an sehr verschiedenen Orten ursprünglich veröffentlicht worden und waren nicht alle bequem zugänglich. Die fünf Mitteilungen zur Thermodynamik der Atmosphäre z. B. mußten in den Sitzungsberichten der Berliner Akademie zwischen 1888 und 1900, also in 13 Bänden derselben zusammengesucht werden. Die theoretischen Betrachtungen über die Ergebnisse der Berliner Luftfahrten bildeten den Schluß des in drei großen Quartbänden erschienenen Werkes „Wissenschaftliche Luftfahrten", verschwanden deshalb fast völlig hinter dem großen darin aufgehäuften Schatz von Beobachtungen und sind deshalb vielleicht bisher zu wenig gewürdigt worden. Die für die „Physik der Atmosphäre" (eine zuerst von Herrn von Bezold eingeführte Bezeichnung) wichtige Abhandlung über die Verarbeitung der bei Ballonfahrten gewonnenen Feuchtigkeitsangaben stand zuerst in der Zeitschrift für Luftschiffahrt (1894); die sehr wertvollen „Beobachtungen über Dämmerung", in welcher Abhandlung zuerst eine umfassende streng wissenschaftliche Beschreibung der Dämmerungserscheinungen gegeben worden ist, auf deren Bedeutung man erst wieder bei Gelegenheit der „Krakataudämmerungserscheinungen" 1883/84 besonders aufmerksam geworden ist, mußte man in Pogg. Annalen 1864 aufsuchen. Die wichtigen Abhandlungen über die Periodizität der Gewitter sind teils in den Sitzungsberichten der Münchener Akademie (1874), teils in jenen der Berliner Akademie (1888) erschienen. Das Angeführte mag genügen, um darzutun, welchen Dienst uns Herr von Bezold durch die Sammlung und Wiederherausgabe seiner grundlegenden Arbeiten aus dem Gebiete der „Physik der Atmosphäre" geleistet hat. Alle diese Arbeiten in einem Buche beisammen zu haben, bereitet dem Fachmanne an sich eine Freude. Es finden sich im ganzen 20 Abhandlungen in dem Buche vereinigt, die zum Teil mit Zusätzen und Nachträgen versehen worden sind. Sie mögen summarisch aufgezählt werden: Eine über die Dämmerungserscheinungen (S. 1 bis 34), drei über Gewitter (35 bis 90), fünf zur Thermodynamik der Atmosphäre (91 bis 220), zwei über Ergebnisse der wissenschaftlichen Ballonfahrten (221 bis 273), je eine über die Temperaturänderungen auf- und absteigender Luftströme (274 bis 283), zur Theorie der Zyklonen (284 bis 305), Darstellung der Luftdruckverteilung durch Druckflächen und durch Isobaren (306 bis 315), der Wärmeaustausch an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre[1]) (316 bis 356), über klimatologische Mittelwerte für ganze Breitenkreise (357 bis 370) und endlich vier Abhandlungen über den Erdmagnetismus (Isanomalen des erdmagnetischen Potentials, der normale Erdmagnetismus, zur Theorie des Erdmagnetismus und Vorschlag zur Vermessung eines ganzen Parallelkreises zur Prüfung der Grundlagen der Gaussschen Theorie). Auf diese Abhandlungen seien besonders die Physiker aufmerksam gemacht, denn sie bedeuten (mit ähnlichen um diese Zeit erschienenen Arbeiten) nach langer Stagnation auf diesem Gebiete die Aufstellung neuer Gesichtspunkte, neuer Impulse für die Forschung und Ableitung einiger einfacher, aber bedeutungsvoller neuer Sätze.

J. Hann.

[1]) Diese Abhandlung möchten wir besonders den Studierenden der Meteorologie empfehlen, da die in derselben behandelten fundamentalen Sätze gewöhnlich zu wenig Beachtung finden.

Druck von Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

Digitized by Google

Ruhmer, Physikalisches Laboratorium

Berlin SW. 48.

SELEN-Registrier-Apparate, System Ruhmer,

zur Bestimmung des Verlaufs der Tageslichtintensität.

Die Expedition der Hamburger Sternwarte zur Beobachtung der totalen Sonnenfinsternis in Souk-Ahras (30. Aug. 05) benutzte einen derartigen Registrierapparat mit bestem Erfolge zur Bestimmung der Lichtintensitätskurve während der Finsternis.

Cl. Riefler

Fabrik mathematischer Instrumente

Nesselwang u. München.

Präzisions- **Reisszeuge,**

Astronomische Präzisions- **Uhren,**

Nickelstahl-Kompensations- **Pendel.**

Lüttich 1905
St. Louis 1904
Paris 1900
} Grand Prix.

Illustrierte Preislisten gratis.

Günther & Tegetmeyer, Braunschweig

Werkstatt für wissenschaftliche u. technische Präzisions-Instrumente.

Weltausstellung St. Louis 1904 Goldene Medaille.

Transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität nach **Exner.** Elektroskope mit innerer Isolation aus Bernstein, Natriumtrocknung und Einrichtung zum parallaxenfreien Ablesen (D. R. G. M.). Apparate zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft. Zambonische Säulen. Hochspannungs-Trockensäulen (D. R. G. M.). Instrumentarien zur Bestimmung der Radioaktivität von Luft- und Bodenproben. Quadrantenelektrometer. Aktinometer nach **Elster** und **Geitel.** Hochspannungselektroskope (**Braun**sches Prinzip) mit innerer Isolation und Natriumtrocknung nach **Elster** und **Geitel.** Transportable Elektronen-Aspirationsapparate nach **Ebert** nebst Zusatzkondensatoren zur Bestimmung der Ionengeschwindigkeiten und des elektrischen Leitvermögens der Luft nach der Methode **Mache.** Kondensatoren nach **Harms** zur Bestimmung der Kapazitäten von Elektrometern. Fontaktoskope nach **Engler** und **Sieveking.** Photheodolite nach **Koppe** für Astronomie, Topographie und Meteorologie. Astrophototheodolite nach **Marcuse.**

Friedr. Vieweg & Sohn

Vor der Burg Nr. 18 * **Braunschweig** * Vor der Burg Nr. 18

Buchdruckerei

Rotationsdruck
für
Massenauflagen

Buchbinderei

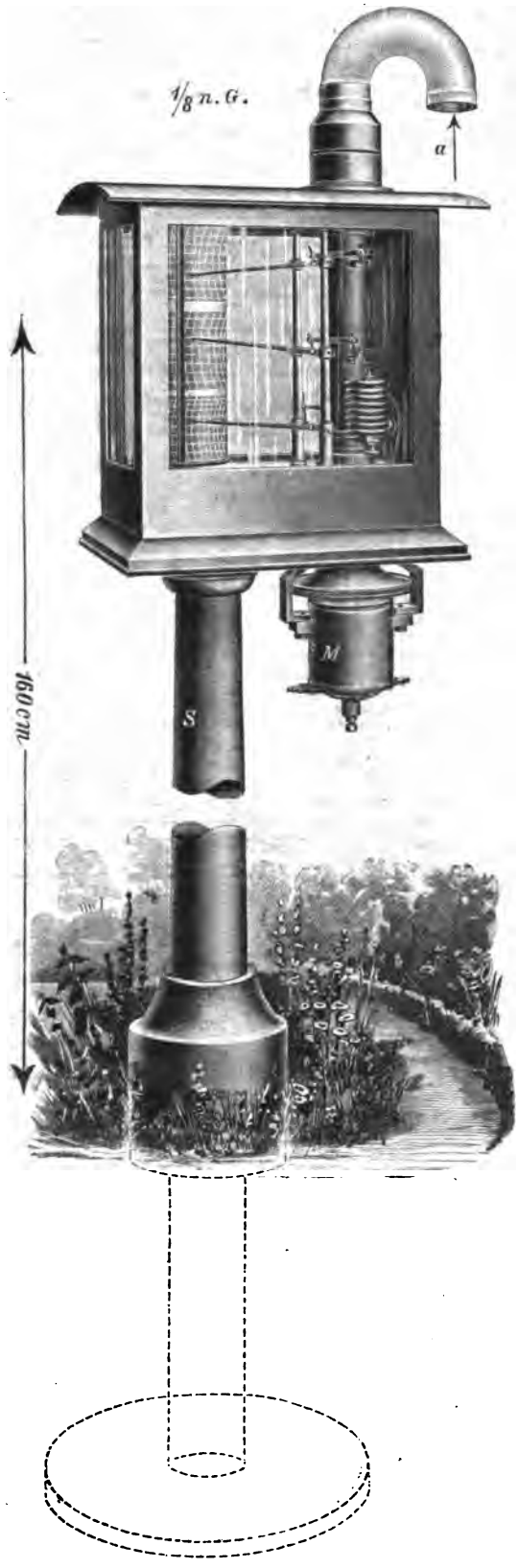
Schriftgießerei

Xylographie
Galvanotypie

Plattengießerei

Herstellung sämtlicher Druckarbeiten für Wissenschaft, Handel und Industrie in Schwarz- u. Mehrfarbendruck

Digitized by Google



R. Fuess

vormals J. G. Greiner jr. & Geissler

Steglitz bei Berlin.

Aspirations-Meteorograph

mit

Elektromotor.

D. R. G. M.

Diesem Hefte ist ein Prospekt beigelegt aus dem Verlage von **Friedr. Vieweg & Sohn** in **Braunschweig**, betr. ***Michelson,*** **Kleine Sammlung wissenschaftlicher Wetterregeln.**

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google